Geologische Untersuchungen zur Genese der Scheelitlagerstätte King Island / Tasmanien

Ulrich Burchard

1972

Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41546016_0073

Geologische Untersuchungen zur Genese der Scheelitlagerstätte King Island/Tasmanien

Inaugural - Dissertation

zur

Erlangung der Doktorwürde

der

Naturwissenschaftlichen Fakultät

der

Ludwig Maximilians-Universität

München

vorgelegt
von

Ulrich Burchard

aus

Haindlfing / Freising

München 1972

UNIV.
LEIDEN
BIBL.

1.Berichterstatter : Prof.Dr.Ing. A. Maucher

2.Berichterstatter : Prof.Dr. R. Dehm

Tag der mündlichen Prüfung : 5. Juli 1972

Inhaltsverzeichnis

	Seite
Zusammenfassung	
I. Einleitung	1
1. Allgemeiner Überblick	1
1.1 Lage und Verkehrsverbindungen	1
1.2 Geschichte und Geographie der Insel	2
1.3 Bergbau und Prospektion	3
2. Geologischer Überblick	7
2.1 Der geologische Rahmen	7
2.2 Der Lagerstättenbereich	13
2.3 Problemstellung und Arbeitsweise	14
II. Die Gesteine des Tagebaues	17
1. Allgemeines	17
2. Die kontaktmetamorphe Minenserie	17
2.1 Liegendquarzite	17
2.2 Liegendmetavulkanite	19
2.3 Liegenddolomitmarmor	20
2.4 Metapelite und Metatuffe	22
2.5 Gebänderte Liegendschichten	26
2.6 C-Lager	37
2.7 Hangendmetakonglomerat	47
2.8 Hangendmetapelite	51
2.9 B-Lager	52
2.10 Hangendmetavulkanite	70
3. Der Granodioritkontakt	72
4. Magmatische- und Ganggesteine	74
4.1 Grassy Granodiorit	74
4.2 Helle Ganggesteine	78
4.3 Lamprophyrgänge	79
5. Überdeckung	81

Seite

III. Der Metamorphosegrad der Minenserie und die ehemalige Intrusionstiefenlage des Granodiorits 82

IV. Die Tektonik des Tagebaues 87
1. Faltentektonik 87
2. Bruchtektonik 89
3. Klüfte 91
4. Geochemie der Verwerfungen 92

V. Die Vererzung des Tagebaues 94
1. Scheelit 94
1.1 Konkordante Vererzung 94
1.2 Diskordante Vererzung 98
1.3 Fluoreszenzerscheinungen 100
2. Opakerze 101
3. Zusätzliche geochemische Angaben 104
4. Zusammenfassung 105

VI. Vergleich der Minenserie des Tagebaues mit den Bohrprofilen der Nr.2 und Nr.3 (=Bold Head) Lagerstätte 106

VII. Genese 109
1. Bisherige Anschauungen 109
2. Kriterien für die Genese 111
3. Schlussfolgerungen und Altersstellung 116
4. Hinweise für die Prospektion 118

Literaturverzeichnis 119

Vorwort

Die vorliegende Arbeit wurde von meinem verehrten Lehrer, Prof.Dr.Ing. A.MAUCHER, angeregt. Ihm bin ich für sein stets entgegengebrachtes Interesse zu besonderem Dank verpflichtet.

Die Geländetätigkeit in Australien wurde von September 1969 bis Dezember 1970 mit Unterstützung der Bergbaufirma "PEKO WALLSEND Ltd." durchgeführt. Innerhalb dieses Zeitraums verbrachte ich etwa 4 Monate mit Untersuchungen auf King Island, der Rest der Zeit war ausgefüllt mit Scheelitprospektionsarbeiten in allen übrigen Bundesstaaten mit Ausnahme von West-Australien. Den leitenden Firmengeologen, J.ELLISTON und K.WRIGHT, sowie den Grubengeologen auf King Island, J.LOVE und J.GRESHAM, sei an dieser Stelle besonders für die Überlassung und Einsichtnahme von Bohrkernen sowie Karten- und Analysenunterlagen herzlichst gedankt.

Freundlicherweise stand mir H.GUTSCHE, lecturer an der Macquarie University/Sydney, in organisatorischen und fachlichen Fragen mit Rat und Tat zur Seite. Dr.G.BISCHOFF von der gleichen Universität übernahm die Begutachtung der wenigen Mikrofossilien. In Fragen der Mineralbestimmung und -analyse berieten mich Prof.Dr.D.KLEMM, Dr.R.HÖLL und R.v.GUTTENBERG/München.

Der Geländeaufenthalt wurde durch ein Stipendium des Deutschen Akademischen Austauschdienstes (DAAD), die Ausarbeitung in München durch ein Promotionsstipendium, zunächst aus Landes-, später aus Bundesmitteln finanziert.

Allen, die mich bei der Ausführung dieser Arbeit unterstützten, sei hier für ihre Hilfe gedankt.

Zusammenfassung

Auf King Island/Tasmanien sind in der Nähe der Ortschaft Grassy drei räumlich voneinander getrennte Scheelitlagerstätten bekannt, die jedoch in ihren stratigraphisch-petrographischen Verhältnissen und ihrem geologischen Rahmen weitgehende Übereinstimmungen aufweisen.

Derzeit ist lediglich der produzierende Tagebau zugänglich, die beiden anderen Vorkommen sind nur durch Kernbohrungen nachgewiesen und befinden sich im Erschliessungsstadium. Als Grundlage für die weitere mikroskopische, geochemische und tektonische Bearbeitung dient eine detaillierte Kartierung und Profilaufnahme mit gleichzeitiger Beprobung des Tagebaues.

Dort befinden sich die vorwiegend kalksilikatischen Metamorphite der altpaläozoischen (?) Minenserie im Kontakthof einer oberdevonischen Granodioritkuppel. Die petrographische Untersuchung zeigt, dass die Kontaktmetamorphose unter Bedingungen der hochtemperierten Hornblende-Hornfelsfazies erfolgte. Die Temperaturen lassen sich mit Hilfe von Wollastonit in Diffusionsreaktionssäumen zwischen karbonat- und silikatreichen Wechsellagerungen auf 550°- 600°C einengen; die ursprüngliche Tiefenlage der Intrusion kann auf rund 2 km festgelegt werden.

Mit mikroskopischen und geochemischen Methoden ist nachzuweisen, dass die Vererzung - es handelt sich um eine relativ reine Wolfram (Scheelit), Molybdän, (Wismut) -Paragenese - an ganz bestimmte stratigraphische Horizonte gebunden ist, während das Nebengestein taub ist. Die lager- und linsenförmigen Erzkörper weisen denselben tektonischen Beanspruchungsplan wie die Zwischenschichten auf.

Es lässt sich zeigen, dass die Wolframgehalte nicht auf metasomatische Verdrängungen an geeigneten Karbonathorizonten im Gefolge der Granodioritintrusion zurückzuführen sind, sondern dass diese bereits vor der Metamorphose den gemischt vulkano-sedimentären Ausgangsgesteinen angehört haben müssen. Der Stoffbestand steht genetisch im Zusammenhang mit dem ehemaligen, basischen Vulkanismus. Dieses Ergebnis widerspricht allen bisherigen Ansichten.

I. EINLEITUNG:

1. Allgemeiner Überblick:

1.1 Lage und Verkehrsverbindungen:

King Island liegt auf etwa 44° südlicher und 144° östlicher Breite am westlichen Eingang der Bass-Strasse zwischen dem australischen Festland und Tasmanien (Vgl.Fig.1). Die Insel gehört zum Verwaltungsbereich des Bundesstaates Tasmanien.

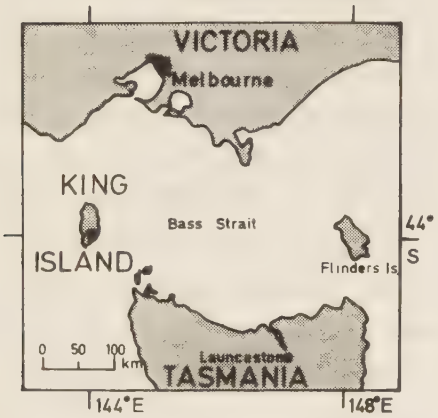


Fig.1
Geographische Lage von King Island

Sowohl mit dem rund 300 km entfernten Melbourne/Victoria als auch mit tasmanischen Häfen bestehen fast tägliche Flugverbindungen. Daneben legen turnusmässig Schiffe im Hafen von Currie (Vgl.Karte 1) an, der allerdings nur für Schiffe mit geringem Tiefgang geeignet ist.

1.2 Geschichte und Geographie der Insel:

Die Insel wurde 1798 entdeckt, ging in den Besitz der Britischen Krone über, und wurde bald darauf nach einem Gouverneur benannt. Der Reichtum an Seehunden lockte zunächst Pelzjäger an, die jedoch keine feste Siedlung errichteten. Vor dem Bau von Leuchttürmen waren die Küsten und Klippen Schauplatz tragischer Schiffskatastrophen. Die Strandung der Segelschiffe 'Neva' (1835) und 'Cataraqui' (1845) kostete das Leben Hunderter Einwanderer und Gefangener, die sich auf der Fahrt zur Sträflingskolonie 'Van Diemens Land' (= Tasmanien) befanden.

An den entferntesten Punkten misst die in Nord-Süd Richtung gestreckte Insel rund 65 bzw. 26 km. Das flache, grasbewachsene Gelände ist besonders im Norden von zahlreichen Lagunen durchzogen, ein Grossteil ist von mächtigen Sanddünen bedeckt. Nur an zwei Orten überschreiten die Hügel Höhen von 200 m.

Das Klima ist ausgeglichen, ohne extreme Temperaturschwankungen. Im Winter (Mai - Oktober) kann es jedoch infolge der relativen Nähe zur Antarktis sehr rauh und stürmisch werden.

Zur Zeit leben etwa 3.000 Menschen auf King Island, vorzugsweise in der grössten Ortschaft Currie an der Westküste, wo sich auch See- und Flughafen befinden. Daneben erlangt die Bergbausiedlung Grassy (Vgl.Karte 1) an der Südostküste wachsende Bedeutung. Da schweres Gerät bis heute nur in Amphibienfahrzeugen an Sandstränden gelandet werden kann, ist man daran gegangen in Grassy einen geeigneten Hafen auszubauen.

Die Haupteinkommensquelle der Einwohner der Insel stellt neben Fischerei, Schafs- und Viehzucht der forciert vorangetriebene Bergbau dar.

1.3 Bergbau und Prospektion:

1.31 Scheelit:

1.311. Der Tagebau = Nr. 1 Lagerstätte:

An der Mündung des Grassy River entdeckte der Prospektor T.FARRELL um 1910 Scheelit. Wegen des mangelnden Marktes geriet der Fund zunächst in Vergessenheit. Gegen Ende des Ersten Weltkrieges wurde eine Aufbereitungsanlage geringer Kapazität (200 to/Woche) aufgestellt; man legte jedoch bereits 1920 den Betrieb wieder still. Erst 1937 wurde die Förderung von der KING ISLAND SCHEELITE N.L., ab 1947 von der KING ISLAND SCHEELITE (1947) Ltd. erneut aufgenommen. Seitdem wurden die Anlagen - abgesehen vom Jahr 1958 - kontinuierlich erweitert bis diese im Mai 1969 von einer der grössten australischen Bergbaufirmen, PEKO WALLSEND Ltd., übernommen wurden. In den letzten Jahren entwickelte sich die Grube zum wichtigsten australischen Wolframproduzenten und liefert einen wesentlichen Anteil am Weltbedarf dieses Metalls.

Nachfolgend sind die Produktionszahlen für die Zeiträume der verschiedenen Firmen zusammengestellt.

Zeitraum/Firma	Haufwerk	Produktion
1917-1920, K.I.S. Development Company N.L.	10-20.000 lgt.	?
1937-1947 K.I.S.,N.L.	554.886 lgt.	2.771 lgt. Konzentrat
1947-1969 K.I.S., (1947) Ltd.	4.128.754 lgt.	1.497.610 LTU
1969-1971 K.I.S. Ltd.,Peko Wallsend	600.230 lgt.	221.281 LTU

Gesamt: 5.304.000 lgt.

1 lgt. = 1.016,05 kg. / 1 LTU = Long Ton Unit = 10,16 kg WO_3-Inhalt im Konzentrat

Das Scheeliterz wird im Tagebau gefördert. Dieser liegt unweit der Küste südlich der Ortschaft Grassy. Die randlichen Abbausohlen haben ein Ausmass von etwa 750 x 550 m (Vgl.Abb.1). Nach innen gliedern sich konzentrisch bis zu elf Terrassen. Die tiefste Abbausohle ist mittlerweile auf einem Niveau von 30m unter NN aufgefahren.

Abb.1

Der Scheelittagebau King Island. Luftbild vom 7.12.1971. Blick nach Westen. Im Hintergrund die Ortschaft Grassy.

Nach der Sprengung werden Erz und Abraum durch Bagger und Frontlader auf Lastwagen verladen und über Rampen zur Aufbereitung bzw. Halde gefahren. Das Erz wird durch Backenbrecher und Kugelmühlen zerkleinert; die gröbere Fraktion wird auf Rütteltischen konzentriert; die feinere Fraktion wird nassmechanisch aufbereitet. Das Endkonzentrat ist auf 72 % WO_3 angereichert. Gegenwärtig ist man dabei, eine

fluoreszenzoptische Sortieranlage zu entwickeln, die vor dem Feinmahlen das fluoreszierende Scheeliterz vom tauben Haufwerk trennen soll. Die neue Gesamtanlage ist auf eine Leistung von 450.000 to pro Jahr ausgelegt.

1.312. Nr.2 - Lagerstätte:

Seit längerer Zeit ist bekannt, dass sich östlich des Tagebaues, unmittelbar an der Küste bzw. unter dem Meer, ein zweiter Erzkörper befindet. Es handelt sich dabei um die tektonisch abgesetzte, östliche Fortsetzung der im Tagebau erschlossenen Lager (Vgl.Karte 1). Die Prospektionsarbeiten sind noch nicht abgeschlossen; die Bohrungen werden durch früher aufgeschüttete Halden erschwert und verzögert. Es ist geplant, von der tiefsten Terrasse des Tagebaues einen Stollen nach Osten in die Nr. 2 Lagerstätte vorzutreiben. Die Gefahr des Wassereinbruchs stellt die Bergingenieure vor noch ungelöste Probleme.

1.313. Nr.3 - Lagerstätte:

Durch geochemische Prospektion wurde 1967, 2,5 km nördlich des Tagebaues, eine 3. Lagerstätte gefunden, die auch Bold Head Lagerstätte bezeichnet wird. Die geologischen Verhältnisse gleichen denjenigen des Tagebaues weitgehend. Die Nr.3 Lagerstätte ist durch Bohrungen im Netzabstand von 30 m sehr genau bekannt und wird demnächst im kombinierten Tage- und Tiefbau erschlossen werden.

Die Gesamtreserven aller 3 Lagerstätten werden mit 7.000.000 to zu 0,75 % WO_3 angegeben.

Neben den drei Lagerstätten gibt es auf King Island noch zwei weitere, unbauwürdige Scheelitvorkommen bei Cape Wickham und Reekara.

1.314. Cape Wickham:

Rund 800 m südlich des Leuchtturms von Cape Wickham, an der Nordwestspitze der Insel (Vgl.Karte 1), wurden 1971 zunächst scheelitführende Gerölle an der Küste gefunden, die bis in die dort anstehenden,regionalmetamorphen Schiefer zurückverfolgt wurden. J.GRESHAM (1972 pers.Mitteilung) beschreibt dieses Vorkommen von Scheelit als cm-breite unregelmässige Adern und lateralsekretionäre "Ausschwitzungen" (sweats) im Nebengestein. Da mir das Gelände nur flüchtig bekannt ist, und die nachgesandten, unten beschriebenen Gesteinsproben zu klein sind, kann zu diesem neuen Fund nicht Stellung genommen werden. Es ist jedoch mit Sicherheit auszuschliessen, dass es sich um kontaktmetamorphe Verdrängungen an Karbonatgesteinen handeln könnte, da letztere in der präkambrischen Serie der Westküste fehlen.

U.d.M.: ist als Hauptgemenge ein grossflächiges, ineinander verkeiltes Quarzmosaik festzustellen. Daneben findet sich sehr häufig Klinozoisit mit deutlicher Spaltbarkeit und typischen blaugelben Interferenzfarben, sowie manchmal helle Glimmerschüppchen, welche möglicherweise aus Plagioklas hervorgegangen sind. In manchen Schliffen tritt idiomorpher bis amöbenartiger, blassbraun gefärbter Granat auf. Häufig kommt hypidiomorpher bis idiomorpher Scheelit (Ø 0,2mm), idiomorpher Titanit, selten zonargebauter Zirkon sowie etwas Biotit vor. Die Schieferung ist meist angedeutet.

1.315. Reekara:

Im Nordosten der Insel, westlich des Mt.Councel (Vgl.Karte 1), liegt ein weiteres Scheelitvorkommen. Während des Zweiten Weltkrieges und bis hinein in die Mitte der 50-iger Jahre wurden dort einige flache Schächte und Bohrungen abgeteuft. Wegen Unrentabilität sind die Anlagen verfallen, die Halden überwachsen. Nach Berichten von T.HUGHES (1951 + 1955) wurde nach schmalen, absetzigen Quarz-Turmalin Gängen geschürft, die diskordant durch die Serizit-Glimmerschiefer setzen. An Erzmineralien traten Zinnstein und blau fluoreszierender Scheelit auf. Die Gänge werden allgemein mit dem Mt.Councel Granodiorit in Verbindung gebracht.

1.32 Schwermineralseifen:

Südlich der Sea-Elephant Bay werden bei Naracoopa (Vgl.Karte 1) marine Schwermineralseifen zur Gewinnung von Zirkon und Rutil abgebaut. Der Schwermineralanteil der jung gehobenen Küstensande beträgt durchschnittlich 65 %! Die Anreicherung erfolgt mittels Wendelröhren sowie elektromagnetischer und elektrostatischer Apparaturen. Die primären Vorkommen sind nicht bekannt.

2. Geologischer Überblick:

2.1 Der geologische Rahmen:

Grosstektonisch gesehen gehört King Island zum Bereich der Tasman Geosynklinale (Vgl.D.BROWN et al., 1968), deren Gesteine fast den gesamten Ostteil Australiens bedecken. Die Geologie der Insel ist wegen der Dünenauflage meist nur in Umrissen bekannt. Einzig und allein an Küstenaufschlüssen ist normalerweise eine genaue Kartierung möglich. So ist es nicht

weiter verwunderlich, dass sich die Literaturbeschreibungen im wesentlichen auf die an der Südostküste ausstreichenden Gesteine beschränken. Die erste geologische Skizze King Island's, welche in groben Zügen die Gesteinstypen angibt, stammt von F.DEBENHAM (1910). In den letzten Jahren wurde die Insel systematisch, soweit irgendmöglich, kartiert. Im Inselinneren wurden mit hunderten von Flachbohrungen die Überdeckung durchdrungen und aus dem Bohrklein Rückschlüsse auf die Gesteinsbeschaffenheit im Untergrund gezogen. Bis heute existiert noch keine offizielle geologische Karte von King Island. Aus den inoffiziellen Plänen - erstellt von den Firmengeologen - lässt sich jedoch ein Generalstreichen in nord-südlicher Richtung ablesen sowie eine Ausgliederung folgender drei Einheiten durchführen (Vgl.Karte 1):

2.1 - 1 Die Westküsten-Gesteine:

Entlang der Westküste zieht sich ein 3 - 5 km breiter Streifen hin, der aus Metasedimenten und granitischen Intrusiva aufgebaut ist. Es handelt sich um regionalmetamorphe Quarzite, Quarz-Glimmer-, Muskovit-Andalusit-, sowie Granatschiefer, die 50 - 70° nach Westen fallen und von zahlreichen Quarz-Feldspat-Turmalin-Pegmatiten durchschlagen werden. Nur am Nordwestende der Insel bei Cape Wickham ist der Kontakt zu den meist stark geschieferten, ungeklüfteten, fein- bis mittelkörnigen Granodioriten aufgeschlossen.

Die Intrusiva der Westküste unterscheiden sich von den ungeklüfteten und ungeschieferten Granodioriten der Ostküste weniger im Chemismus und Mineralbestand als durch Struktur und Textur.

Erstere haben sicherlich eine weitreichendere Deformationsgeschichte überstanden. Das Alter der Westküstengesteine wird allgemein als jüngeres Präkambrium angegeben (Vgl.L.WATERHOUSE 1916 a, A.SPRY 1962). J.McDOUGALL & P.LEGGO 1965 haben ein stark streuendes Kalium-Argon Alter von 340-715 Mill.Jahren gemessen. Die beiden Autoren sind jedoch der Überzeugung, dass das K-Ar-Verhältnis infolge von Aufheizungsprozessen gestört wurde, so dass daher 715 Mill.Jahre als Minimum der Kristallisation gelten können. Diese Aussage wird untermauert durch Rubidium-Strontium Bestimmungen, die übereinstimmend ein Alter von 745-750 Mill.Jahren ergeben.

J.GRESHAM (1971 pers.Mitteilung) ist der Überzeugung, dass die Westküstengesteine den alten Sockel darstellen, auf dem diskordant die Gesteine des zentralen Teils auflagern. Die Ursache der Winkeldiskordanz ist in der in Nordwesttasmanien nachgewiesenen Penguin-Orogense (Wende Präkambrium/Kambrium) zu suchen (Vgl. M.SOLOMON 1965), die sich wohl auch im Gebiet der heutigen Insel aktiv auswirkte.

2.1 - 2. Die Gesteine des Mittleren Teils:

Der flächenmässig weitaus grösste Teil King Islands wird von einer eintönigen Serie von Muskovit-, Quarz-Muskovit-, und Muskovit-Serizitschiefern eingenommen, die von West nach Ost im Metamorphosegrad abnimmt und in Schiefertone und Sandsteine bzw. Siltsteine übergeht. Das schwer feststellbare Schichtfallen, welches im Inselzentrum nach Westen gerichtet ist, wechselt und alle Messungen an der Ostküste weisen nach Osten.

An Hand von Nord-Süd streichenden Sattel- und Muldenachsen ist deutlich eine Ost-West Einengung abzulesen, wie sie auch A.SPRY (1962), von der Nordwestküste Tasmaniens, ausgelöst

durch die Tabberabberan Orogenese (Unteres-Mittleres Devon), beschreibt. In einem etwas späteren Faltungsstadium (Oberdevon) dominierten Nordwest-Südost streichende Strukturelemente (Vgl. M.SOLOMON 1965, A.SPRY 1962), die auch die Hauptsattelachse des Tagebaues prägten (Vgl. Kapitel V-Tektonik). Das Alter dieser mächtigen Serien wurde von L.WATERHOUSE (1916a) versuchsweise als Präkambrium angegeben, wobei allerdings wegen des Fehlens von Fossilien kein schlüssiger Beweis erbracht wurde. Aus tektonischen Gründen erscheint altpaläozoisches Alter (Kambrium-Silur ?) am wahrscheinlichsten.

2.1 - 3 Die Gesteine der Südostküste und des Mt.Councel:

Im Gebiet der City of Melbourne Bay (Vgl.Karte 1) folgt in konkordanter Lagerung auf die Sandstein-Siltsteinschichten ein genauer bekanntes Schichtpaket, das R.LARGE (1969) mit der Grassy Group (Vgl. L.KNIGHT & P.NYE 1965) des Tagebaues zu korrelieren versuchte (Vgl.Fig.9).

An der Basis stehen gleichmässig 60 - 70 m mächtige Gesteine an, die sich aus eckigen bis gerundeten,klastischen Komponenten, bis zu 30 cm Durchmesser - eingebettet in kalkige bis dolomitische Matrix - zusammensetzen. Die groben Bestandteile bilden zu unterschiedlichen Anteilen Quarz, Hornstein und Karbonatgesteine. S.DAREY (1946) bezeichnete diesen Horizont als Tillit, dem er mit Hilfe von Schichtvergleichen ein mittelkambrisches Alter zuordnete. R.LARGE (1969) zog diese Klassifizierung und damit auch die Altersstellung in Zweifel. Folgende Tatsachen sprechen gegen glazialen Ursprung der Sedimente: Fehlen von gekritzten Geschieben (im Widerspruch zu M.SOLOMON 1969), gleichmässige Mächtigkeit, relative Sortierung der Komponenten, gradierte Schichtung in Siltsteinen innerhalb des Schicht-

pakets (R.LARGE 1969) sowie konkordante Lagerung sowohl im Liegenden als auch im Hangenden. Es dürfte sich um ein marines Konglomerat mit geringem Transportweg handeln.

Interessanterweise erachtet L.WATERHOUSE (1916 a) dieses Konglomerat dem Permo-Karbon zugehörig, ohne jedoch Beweise zu liefern. Über dem Konglomerat folgen feingeschichtete Dolomite, Ton und Siltsteine verschiedener Färbung sowie untergeordnet Tufflagen. Die Gesamtmächtigkeiten schwanken zwischen 30 und 120 m.

Aus einem Dolomit - etwa 1 m oberhalb der Basis - wurden zum ersten Mal einige schlechtbestimmbare Mikrofossilreste mit geringem Leitwert isoliert. Nach G.BISCHOFF (1972, briefliche Mitteilung) handelt es sich um: "kleine Kügelchen, die gelegentlich - bis zu 3 - in einer Reihe angeordnet sind, wobei sie an Grösse zunehmen. Diese erinnern an Foraminiferen, zumal die Kügelchen hohl sind. Die Wände bestehen offensichtlich aus siltigem bis feinsandigem Material. Eine einfache Öffnung, die bei einigen dieser Objekte auftritt, kann auch durch Bruch entstanden sein. Sollte es sich hierbei wirklich um Foraminiferen handeln, schränkt dies die mögliche stratigraphische Position nur unwesentlich ein. Die ersten fraglichen Foraminiferen treten im Präkambrium auf, allerdings nur in chitinösen Formen. Mit Sicherheit kommen sie vom Kambrium an vor".

Den Abschluss der Serie an der Südostküste bilden massige Vulkanite, deren Gesamtmächtigkeit infolge der unmittelbaren Küstenlage unbekannt bleibt. Besonders B.SCOTT (1950) und M.SOLOMON (1969) beschäftigen sich eingehend mit diesen Gesteinen und untergliedern vier Haupterscheinungsarten:

1. Massige Kissenlaven
2. Isolierte Kissenlaven und zerbrochene Fliessbrekzien
3. Blocklaven
4. Stricklaven

Typ 1 zeichnete sich durch Natrium-Vormacht aus und entspricht spilitischen Gesteinen, Typ 2 - 4 ist magnesiumreich und entspricht Pikritgesteinen. Die Hangendmetavulkanite des Tagebaues (Vgl. S. 70) bilden mit hoher Wahrscheinlichkeit das metamorphe Äquivalent der Pikritbasalte der City of Melbourne Bay (Vgl.Fig.9).

Unmittelbar südlich von Grassy ist entlang der Küste ein ausgedehnter Granodioritstock aufgeschlossen, der im Gegensatz zu den Westküstenintrusiva nur ein geringes Deformationsbild erkennen lässt. Eine nähere petrographische Beschreibung erfolgt auf Seite 74. Ähnliche Intrusivkuppeln sind im Bereich der Nr. 3 Lagerstätten und am Mt.Councel (Vgl.Karte 1) bekannt. Die Altersdatierungen der Ostküstengranodiorite von McDOUGALL I. & J.LEGGO (1969) liegen bei 342 - 348 Mill.Jahren. Die Auskristallisation erfolgte damit im obersten Devon und fällt zeitlich mit der Endphase der Tabberabberan Orogenese (A.SPRY 1962) zusammen.

Nach dem gegenwärtigen Stand des Wissens scheinen auf King Island mesozoische Gesteine zu fehlen. Erst im Tertiär versanken offenbar Teile der Insel unter Meereshöhe wovon einige, heute isolierte, tertiäre marine Kalke und Muschelschillgesteine zeugen. Es ist anzunehmen, dass diese Vorkommen früher in Verbindung standen. An Hand von Strandterrassen lassen sich quartäre Hebungen mit Meterbeträgen nachweisen.

2.2 Der Lagerstättenbereich:

Die drei bisher bekannten Scheelitlagerstätten bei Grassy liegen alle im Kontakthof räumlich getrennter, aber genetisch verwandter Granodioritintrusionen. Durch die Wirkung der Kontaktmetamorphose wurden karbonatreiche, klastische und vulkanogene Schichtglieder innerhalb einer relativ breiten Aureole in Kalksilikat - und Hornfelse umgewandelt.

Es steht ausser Zweifel, dass die lager- und linsenförmigen, schichtkonkordanten Scheelitvererzungen in allen drei Lagerstätten in stratigraphisch korrelierbaren Horizonten auftreten (Vgl.Fig.9). Die Nr. 2 Lagerstätte stellt sicherlich die abgeschobene, östliche Verlängerung der Schichten des Tagebaues dar. Zwischen der von mir näher untersuchten Grube (Nr. 1 Lagerstätte) und der Bold Head (Nr. 3)-Lagerstätte ist die gegenseitige räumliche Beziehung der Horizonte noch nicht restlos geklärt. Von Seiten der Minengeologen wurde eine Blattverschiebung (= Grassy River fault) (Vgl.Karte 1) postuliert, die den Bold Head Erzkörper mitsamt eines Teiles des Granodioritintrusivs nach Norden versetzt. Dies würde bedeuten, dass es sich beim dortigen Gesteinspaket um eine weitere Fortsetzung des Tagebaues handeln würde; allerdings wäre die Lagerstätte dann im Nordwesten und nicht im Südosten des Intrusivs zu erwarten (Vgl. Karte 1). Tektonisch unkomplizierter und wahrscheinlicher hingegen ist die Annahme einer weitgedehnten Muldenstruktur zwischen der Sattelnordflanke des Tagebaues (Vgl. Kapitel IV, S.87) und den südfallenden Schichten der Bold Head Lagerstätte.

Die kontaktmetamorphe Minenserie lässt sich wegen der Dünenüberdeckung nicht in die unmittelbare Umgebung verfolgen. Ihre

stratigraphische Einstufung und ihre Lage zur Sandstein-Siltsteinserie ist daher noch nicht nachgewiesen. Es wird angenommen, dass die basalen Quarzite des Tagebaues das metamorphe Äquivalent der Sandstein-Serie bilden.

Aus faziellen und strukturellen Gründen wird die Korrelation der auf den Quarziten auflagernden weiteren Minenserie mit der Ostküstenabfolge an der City of Melbourne Bay, wie sie R.LARGE (1969) durchführt, problematisch. Südlich der City of Melbourne Bay endet die sonst gut durchhaltende Schichtfolge abrupt (Vgl.Karte 1), wobei ungeklärt bleibt,ob dort eine Verwerfung die Vulkanite nach Westen versetzte. Die Ausgangsgesteine der Minenserie stellten möglicherweise eine Sonderfazies der Abfolge der City of Melbourne Bay dar - lassen sich jedoch nicht direkt miteinander parallelisieren.

Eine vollständige Klärung dieser Probleme wäre wünschenswert, sie ist wegen der schwierigen Geländeverhältnisse nur durch Spezialkartierungen, unterstützt durch Flachbohrungen, zu erreichen.

2.3 Problemstellung und Arbeitsweise:

Die Scheelitvorkommen auf King Island wurden von sämtlichen früheren Bearbeitern (A.EDWARDS et al. 1956, C.KNIGHT & P.NYE 1965, N.KINNANE 1968, R.LARGE 1969) als kontaktmetasomatische Verdrängungen an geeigneten Karbonathorizonten angesehen.
Zielsetzung der Geländetätigkeit war es, zunächst die geologischen Fakten des Tagebaues - stellvertretend für alle drei Lagerstätten - und dessen engeren Rahmen zu sammeln, und die genetischen Beziehungen auch kritisch unter dem bis dahin in Australien wenig bekannten Aspekt einer synsedimentär-exhalativen Scheelitvererzung - wie sie von A.MAUCHER (1965) und

Mitarbeitern in verschiedenen Teilen der Welt nachgewiesen wurde - zu prüfen.

Da keine adäquaten geologischen Karten existieren wurde der gesamte Tagebau im Masstab 1 : 600 kartiert (Vgl.Karte 2). Soweit es makroskopisch möglich war, wurde jedes Schichtglied der kontaktmetamorphen Serie ausgehalten. Gleichzeitig erfolgte eine exakte und gezielte Beprobung des Profils, um petrographische Untersuchungen durchführen zu können und um Anhaltspunkte über die Verteilung der Elemente - hauptsächlich von Wolfram und Molybdän - zu erlangen.

Bereits in Australien wurden von der Firma: Mc Phar Geophysics, 50 Mary St., Unley/Adelaide S.A., ein Grossteil der insgesamt etwa 900 Analysen ausgeführt. Darüber hinaus erfolgten in München eigene Messungen, die sich im wesentlichen auf die Bestimmung der Gehalte an Nickel, Chrom und Titan beschränkten. Nachfolgend sind die Analysenmethoden für die verschiedenen Elemente angegeben:

W , Mo	: Mit Dithoiol nach Schmelze mit Kaliumpyrosulfat etwa 10 W - Proben durch Neutronenaktivierung
Pb , Zn, Co, Bi, Sb Cu, Na_2O, teilw.Ni	: Atomadsorption nach Aufschluss mit Salzsäure und Salpetersäure
K_2O, MgO, Ba,Sr, V, Hg, Se, TiO_2, Cr teilw.Ni	: Röntgenfluoreszenzanalyse, teilweise in Tablettenform
As	: Gutzeit Test
Sn	: Gallein Test
Rh	: Spektralanalyse

Wegen der Fülle der ausgehaltenen Schichtglieder erscheint es zweckmässig die betreffenden Elementgehalte den einzelnen Gesteinsbeschreibungen direkt anzugliedern.

Zur besseren Übersicht sind die WO_3-Gehalte auf Fig.2, 4 und 5 dargestellt sofern ein Schwellenwert von 100 ppm überschritten wird.

Alle Analysenwerte sind in Gewichtsprozenten angegeben, und gründen sich, falls nicht anders verzeichnet, auf je eine Messung.

Bei wirtschaftlich gewinnbarer Scheelitführung sind neben den W-Metall-Gehalten auch noch die Gehalte an WO_3 angegeben.

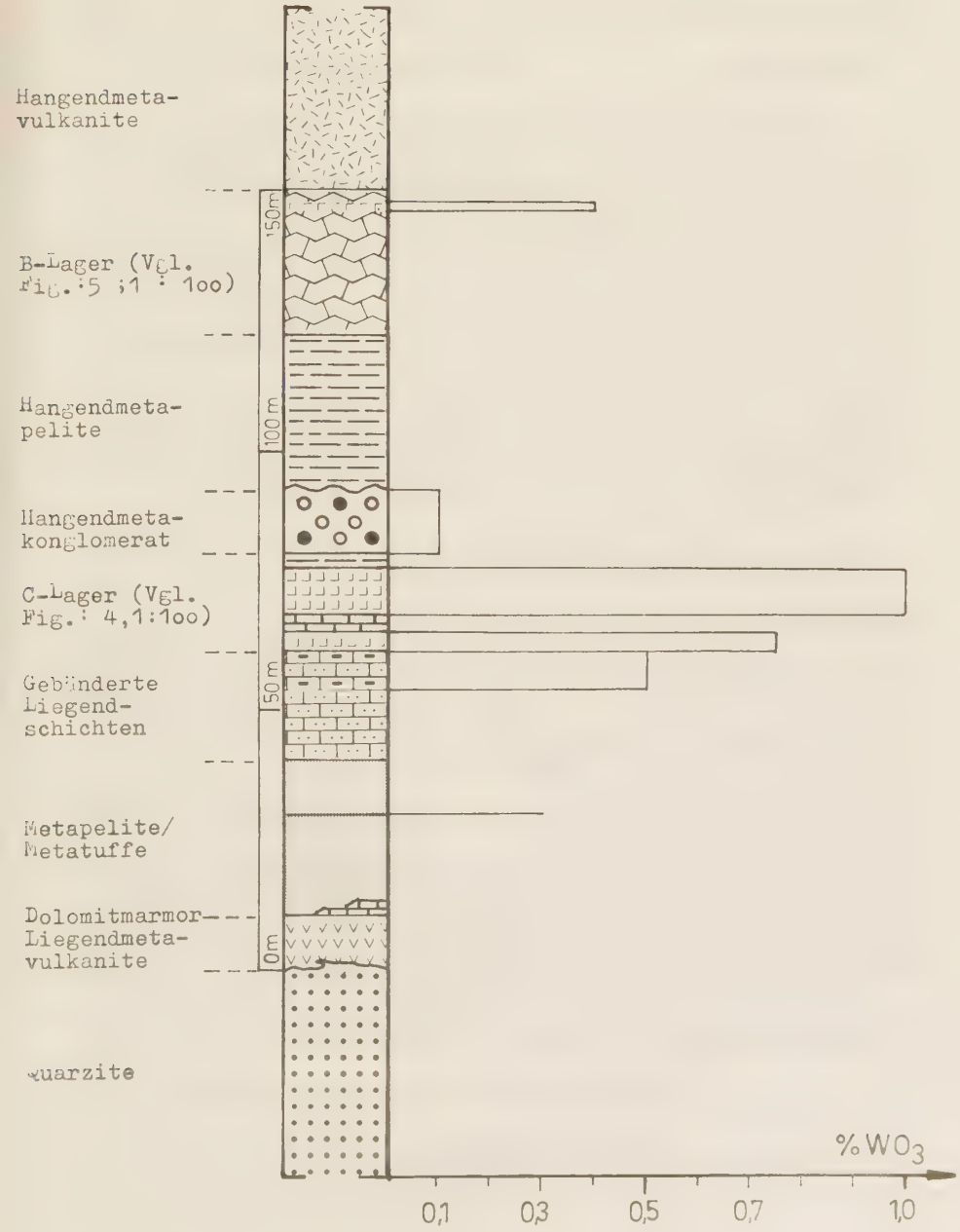
Es muss ausdrücklich betont werden, dass die chemischen Analysen - mit Ausnahme von Wolfram und Molybdän - nur Anhaltswerte liefern sollen. Besonders bei den genetisch wichtigen Ni, Cr, TiO_2-Werten werden meist Sicherheitsmargen eingehalten.

Statistische, technische und sonstige Fehlerquellen werden nicht berücksichtigt, da exakteste Geochemie nicht Zielsetzung dieser Arbeit ist.

Mit Hilfe der Mikrosonde wurden die Fe-Al-Gehalte verschiedener Granate und die Mg-Fe-Gehalte verschiedener Klinopyroxene gegen einen Klinopyroxenstandard ohne Berücksichtigung von Störfaktoren gemessen. Anschliessend erfolgte ein Vergleich mit den Analysen von W.DEER et al (1962 und 1963).

Aus dem Anstehenden wurden 300 Gesteinsproben entnommen, die durch Bohrkerne besonders vom Intrusivkontakt ergänzt wurden. Am Münchner Institut wurden davon 184 Dünn- und 22 Anschliffe angefertigt, deren mikroskopische Untersuchung im folgenden Kapitel beschrieben wird.

Fig.:2 Schematisches Säulenprofil und Wolframgehalte
Grassy Minenserie, Tagebau King Island / Tas.
Maßstab 1 : 1000



II. Die Gesteine des Tagebaues:

1. Allgemeines:

Die Kartierung des Tagebaues wurde am 10. November 1970 beendet. Die untenstehende Beschreibung befasst sich mit den zu diesem Zeitpunkt aufgeschlossenen Gesteinen. Naturgemäss sind mittlerweile durch den fortschreitenden Abbau einschneidende Veränderungen erfolgt; Schichtglieder können vollständig abgetragen oder neue Gesteinsverbände erschlossen worden sein.

Bergmännische Namen oder Bezeichnungen von früheren Bearbeitern sind mit den jeweiligen Schichtmächtigkeiten, der Übersicht halber, hinter die Überschrift gestellt.

2. Die kontaktmetamorphe Minenserie:

C.KNIGHT & P.NYE (1965) bezeichnen "the contact metamorphosed sediments of the mine and environs" als Grassy Group. Diese Definition ist ungenau, teilweise irreführend und musste neu gefasst werden. Als neue Definition gilt:

Die Grassy Minenserie umfasst die gesamte, rund 150 m mächtige Schichtfolge zwischen den basalen Quarziten (Vgl.2.1 diese Seite) und den Hangendmetavulkaniten (Vgl.2.10 S. 70). Die Minenserie ist auf dem Säulenprofil (Fig.2) zusammen mit den jeweiligen WO_3-Gehalten dargestellt.

2.1 Liegendquarzite: (quarzite) min. 60 m.

Als tiefste stratigraphische Einheit stehen im Tagebau quarzitische Gesteine an. Wie bereits ausgeführt (Vgl.S.14), bilden sie wahrscheinlich das metamorphe Äquivalent zu der

im mittleren Teil der Insel weit verbreiteten Sandstein-Siltsteinserie. Die Gesamtmächtigkeit der Quarzite ist nicht bekannt, übersteigt jedoch 60 m.

a) Vorkommen:

Quarzite sind nördlich der östlichen Randverwerfung (Vgl. Kapitel IV, S.89) herausgehoben und stehen ebenfalls als Sattelkern in der Nordwestecke der Grube an (Vgl.Karte 2).

b) Lithologie:

Im Handstück ist ein dichtes, massiges, hell-dunkelgraues, manchmal fleckig gesprenkeltes, sehr hartes Gestein zu beobachten, das oft von farblosen Quarzadern durchzogen wird. Auf frischem, muscheligem Bruch, der durch die Korngrenzen hindurchsetzt, fallen häufig idiomorphe Pyritwürfel auf. Das Gestein ist ausserordentlich stark geklüftet, auf den Kluft- und Harnischflächen finden sich Bestege von Quarz, Molybdänglanz, Ferrimolybdit und Pyrit. Die ehemalige sedimentäre Schichtung ist nur selten an Hand von Korngrössenunterschieden von der Klüftung unterscheidbar. Die Andeutungen genügen jedoch, um nach einiger Erfahrung die Lagerungsverhältnisse festlegen zu können.

U.d.M.: Das Schliffbild zeichnet sich durch granoblastisches Gefüge aus. Als weitaus grösster Volumenbestandteil ist mehr oder weniger buchtig ineinandergreifender Quarz festzustellen. Häufig ist Plagioklas an der Albit-Verzwilligung und an der diffus wolkigen Trübung mit Hellglimmer zu erkennen. Untergeordnet ist etwas Biotit, zerfetzter Chlorit sowie winziger Zirkon zu beobachten. Opakanteile und idiomorpher Pyrit sind dispers verteilt.

c) Geochemie:

W . - zwischen 2 - 20 ppm (4 Analysen)
Mo. - " 2 -120 ppm "

d) Ausgangsgestein: Quarzsandstein

2.2 Liegendmetavulkanite: (Older volcanics) 10 m

a) Vorkommen und Grenzen:

In der Nordwestecke der Grube lagert dem Sattelkern der Liegendquarzite ein etwa 10 m mächtiges Gesteinspaket auf. Die Untergrenze zeigt unscharfen, fliessenden Übergang, während die Obergrenze zu den Liegenddolomitmarmoren scharf ausgeprägt ist.

b) Lithologie:

Das dichte, graue Gestein erscheint massig, es bricht blockartig. Mit freiem Auge sind lediglich kurznadelige Komponenten, sowie bräunliche, runde Körner zu beobachten, die nicht ohne Mikroskop bestimmbar sind.

U.d.M.: Als Hauptkomponente tritt farbloser Grammatit mit stengeligem bis parallelfaserigem oder feinnadeligem Habitus auf. Des öfteren sind rautenförmige Querschnitte mit typischer Amphibolspaltbarkeit zu erkennen. Relativ frischer, xenomorpher, stark zerbrochener Olivin wird meist von Grammatitnadeln durchspiesst. In einem anderen Schliff desselben Gesteins wird Olivin fast vollständig von gelblichbraun gefärbtem, schwach pleochroitischem Iddingsit verdrängt, die Mineralkörner sind dann uneinheitlich aufgebaut und bilden unregelmässige Flatschen. Recht häufig ist xenomorpher, blassgrüner, isotroper Spinell (Herzynit) ausgebildet. An Opakmineralien sind idiomorpher Magnetit, Magnetkies mit Pentlanditflämmchen sowie schmale Lamellen von Ilmenit zu erwähnen. Eine Probe aus der obersten Partie des Gesteins weist dagegen deutlich unterschiedlichen Mineralbestand auf. Olivine fehlen völlig, dafür umschliessen langgestreckte Grammatitleisten stark saussoritisierte Feldspäte, die in schmutzigbraune, diffuse Aggregate mit Zoisit (?), Hellglimmer und untergeordnet Klinozoisit umgewandelt sind. Die Textur ist ausgesprochen ophitisch. Akzessorisch findet sich hypidiomorpher Titanit.

c) Geochemie:

W - 2 ppm	(3 Proben)
Mo - 2 - 30 ppm	"
Ni - 820 ppm Ø	"
Cr - 340 ppm Ø	"
Co - 80 ppm	1 Probe
TiO_2 - 0,6 %	2 Proben

d) Ausgangsgestein:

Reliktischer Mineralbestand, sperriges Gefüge und die hohen Gehalte an Ni, Cr, Co, TiO_2 weisen auf ein ehemaliges Orthogestein hin. K.WEBER DIEFENBACH (1970) führt als Grenzwerte zur geochemischen Unterscheidung von Para- und Orthogesteinen 150 ppm Cr, 200 ppm Ni und 0,8 % TiO_2 an.

Das Ausgangsgestein hat vor der Metamorphose wahrscheinlich als Olivinbasaltdecke vorgelegen. Es handelte sich um extrusives Material, da der geringmächtige Dolomitmarmor im Hangenden eine lagerförmige Intrusion nicht ohne Veränderungen überdauert hätte.

2.3 Liegenddolomitmarmor: 0 - 3 m

a) Vorkommen:

Im Hangenden der Liegendmetavulkanite tritt ein 3 m mächtiger Dolomitmarmorhorizont auf. Dieser ist wiederum nur im Nordwestteil der Grube auf der 8. bis zur 12. Terrasse aufgeschlossen. Auf den höher gelegenen Abbaustufen ist er tektonisch unterdrückt.

b) Lithologie:

Der dichte, grauweisse Marmor zeigt bankige Schichtung, bricht kantig und ist nur wenig geädert oder von Rupturen durchzogen. Im Gelände ist er leicht mit dem Liegendquarzit zu verwechseln, die Härteprobe ermöglicht jedoch eine schnelle Unterscheidung.

U.d.M. fällt zunächst das deutliche Polygonpflastergefüge der gerade begrenzten, unverzahnten Karbonatkörner (Ø 0,1 mm) auf. Meist ist der Kornverband durch Triplpunkte, d.h. durch Ecken an denen je drei Kanten von drei verschiedenen Körnern zusammentreffen, gekennzeichnet. Durchhaltende, vergleichsweise grobe Kalzitadern durchbrechen das geordnete Gefüge. Der relativ reine Marmor wird nur wenig durch Silikate verunreinigt. Hiervon ist in erster Linie Klinopyroxen zu nennen, der noch an den Kornumrissen und an den Spaltrissen zu erkennen ist, aber bereits mehr oder minder vollständig in farblosen Grammatit umgewandelt ist. Weiterhin kommen Serpentinmineralien und Phlogopit, offenbar pseudomorph nach Olivin, sowie noch seltener streifiger Magnesium-Chlorit und etwas Magnetkies vor.

c) Geochemie:

W - 5 ppm
Mo - 2 ppm
Sb - 200 ppm
Bi - 140 ppm

K_2O - 0,01 %
Na_2O - 0,19 %
MgO - 19,1 % !

Beiallen Marmoren der Grube finden sich vergleichsweise hohe Gehalte an Antimon und Wismut (Vgl. S.105).

d) Ausgangsgestein:

Als Ausgangsgestein kommt nur ein relativ reiner Dolomit (Idealgehalt 21,7 % MgO nach E.DANA (1959) in Frage.

2.4 Metapelite und Metatuffe: (Biotite-pyroxene-hornfels) 30 m

a) Vorkommen:

In konkordanter Lagerung folgt auf dem Dolomitmarmor ein etwa 30 m mächtiges Gesteinspaket, dessen ehemalige Schichtflächen den Hauptteil der Wände zwischen den Terrassen auf der Nord-, also auf der Liegendseite der Grube, aufbauen. Das mehr oder minder steile Einfallen, sowie ein geringmächtiger noch nicht abgetragener Schleier von aufliegenden Hangendgesteinen, führt zu bergbaulichen und sicherheitstechnischen Problemen.

Auf der 7. und 8. nördlichen Terrasse ist der Sattelkern in dem zu besprechenden Gestein angeschnitten (Vgl.Profil B, Profiltafel). Nur im Westteil des Tagebaues herrschen vergleichsweise einfache tektonische Verhältnisse, so dass dort die volle Mächtigkeit erhalten ist und die Schichtfolge am besten untersucht werden kann.

b) Lithologie:

Das Gestein ist gekennzeichnet durch einen deutlichen feinlammelierten Lagenwechsel, der die ehemalige Schichtung nachzeichnet, die meist zwischen mm bis cm Stärke schwankt. Dichte, braunschwarze (biotitreiche) Lagen werden abgelöst durch grünliche (amphibol- bzw. pyroxenreiche) Bänder, die meist etwas dünner sind als die schwarzen Partien. Stellenweise entsteht der Eindruck eines sich rhythmisch wiederholenden Wechsels. Magnetkies ist reichlich in konkordanten Schnüren, fein eingesprenkelt oder auch auf diskordanten Gängchen zu erkennen.

Gegen das Hangende zu werden rundlich-wulstige, hellbraune (grossularreiche) Lagen häufiger.

Bereits in dem hier besprochenen, stratigraphisch tiefliegenden Schichtglied, kündigt sich die Scheelitvererzung (Vgl.Fig.2), die im C-Lager ihr Maximum erreicht, an. Sehr selten treten cm-mächtige, schichtkonkordante andradit-scheelitreiche Einschaltungen auf, wie sie für die vererzten,gebänderten Liegendschichten (Vgl. S. 32) typisch sind, weshalb auf ihre Petrographie erst später eingegangen werden soll.

Auch U.d.M. zeigt sich ein ausgeprägter Lagenwechsel. Bestimmte, z.T. scharf begrenzte Bänder, werden aus einem engen Maschenwerk dünner, gestreckter Biotitleisten aufgebaut, die sich entweder mit den Längsflächen aneinanderschmiegen oder aber durch Quarz voneinander getrennt sind. Die Biotite sind häufig eingeregelt, wobei die Orientierung in Winkeln von 10° - 45° schräg zum Lagenwechsel verläuft. Daneben kommt vereinzelt nesterförmiger Chlorit vor.
Die relativ breiten, biotitreichen Bänder werden von Bereichen abgelöst, die vorwiegend hypidiomorphen, gering verzahnten Klinopyroxen beinhalten. Innerhalb einer Lage schwanken die Korngrössen beträchtlich, wobei auch Unterschiede zwischen einer Mittelzone und den randlichen Einfassungen möglich sind.

Mit Hilfe der Mikrosonde wurde festgestellt, dass es sich vorwiegend um ferrosalitische Klinopyroxene handelt.

Sec. Umwandlungsprodukte greifen keilförmig vom Rand her in die Klinopyroxene ein. Dabei treten biotitähnliche Interferenzfarben auf, die darauf hindeuten, dass der Abbau über eine Zwischenstufe dieses Minerals verläuft. Daneben kommt häufig Quarz, Plagioklas, seltener gegitterter Mikroklin vor. Die Feldspäte sind weitgehend in Hellglimmer, Klinozoisit, Kalzit und bräunlich-trübe Aggregate umgewandelt.

Die klinopyroxenreichen Lagen können beiderseits von schmalen, fast reinen Quarzbändern mit etwas schlierigem Titanit eingefasst sein. Grenzen sie jedoch an Biotitlagen an, so vollzieht sich der Übergang fliessend, zunächst über eine biotitfreie Zone, die reich ist an schmalen Aktinolitstengeln und Quarz. Im weiteren Verlauf nimmt dann der Biotitgehalt auf Kosten des Aktinolits stetig zu, bis letzterer gänzlich verschwindet.

Wieder andere Lagen (0,2 - 1 cm) werden von blassgrün gefärbten, nadeligen Aktinolitfasern, aufgelockert durch Quarz, aufgebaut. Der Aktinolit zeigt im Gegensatz zu den gut eingeregelten Biotiten in angrenzenden oder sich verzahnenden Bändern wirre richtungslose Anordnung.

Das Nebeneinander von Lagen mit orientiertem Biotit und Bändern mit ungeregeltem Aktinolit zeigt, dass während der Phase der progressiven Metamorphose Biotit unter tektonisch gerichtetem Druck sprosste, der bei der Phase der retrograden Aktinolitbildung nicht mehr herrschte.

Genetisch von besonderer Bedeutung sind innerhalb der Aktinolitzonen regellos verteilte Plagioklaseinsprenglinge, die bisweilen deutliche idiomorphe Kornumrisse (Ø 0,5 mm) erkennen lassen. Gefüge und fortgeschrittene Serizitisierung deuten keinesfalls auf Neusprossung während der Kontaktmetamorphose, sondern auf Altbestand der Plagioklase hin.

Unregelmässige,sich randlich auflösende Lagen setzen sich grossteils aus hellbraunem Grossular zusammen. Einzelindividuen sind nicht erkennbar. Die dichte Fläche wird siebartig von Klinopyroxen und Titanit durchlöchert.

In allen Schliffbildern zeigt sich massenweise Titanit, auch in allen Lagen unterschiedlichen Mineralbestands mit Ausnahme der Aktinolit-Feldspatzonen. Titanit findet sich meist in xenomorphen Körnern oder Schlieren, selten in Form von idiomorphen Rauten oder aber in Form von intergranularen, langdurchhaltenden, lagenparallelen Schnüren, die einzelne Klinopyroxene umschliessen, sie wellig umschlingen, jedoch keine Körner aufreissen. Es scheint eine gewisse, räumlich engbegrenzte, Mobilisierung der Titansäure stattgefunden zu haben.

An Erzmineralien ist in erster Linie Magnetkies zu erwähnen. Auch er findet sich reichlich in den Biotit-Aktinolit-Klinopyroxen - kaum jedoch in den Granatzonen. Manche Klinopyroxenbänder können völlig erzfrei sein, andere dagegen sind stark mit feineingesprenkeltem Magnetkies angereichert. Häufig sind unzusammenhängende, schichtige Erzstrukturen und lagenparallele Auslängungen zu beobachten, die alle auf Altbestand hindeuten. Wahrscheinlich hat Magnetkies vor der Metamorphose als Pyrit vorgelegen.

c) Geochemie:

Wegen der geringen Lagenstärke und der gegenseitigen Verzahnung musste darauf verzichtet werden, die Partien unterschiedlichen Mineralbestands zu trennen und einzeln zu analysieren. Untenstehende Werte beziehen sich demnach auf das Gesamtgestein.

W	-	2	- 40 ppm	(4 Proben)
Mo	-	2	- 40 ppm	"
Ni	-	36	- 50 ppm	(5 Proben)
Cr	-	46	- 345 ppm	(4 Proben)
V	-	210	- 355 ppm	(2 Proben)
TiO_2	-	1,86	- 3,52 %	(4 Proben)

d) Ausgangsgesteine:

Die Ausgangsgesteine sind teilweise nicht ganz einfach und zweifelsfrei zu klassifizieren. Der charakteristische Lagenwechsel ist in den meisten Fällen auf ehemalige, sedimentäre Schichtung zurückzuführen. Reine Quarzlagen sind aus feinsandigen Partien hervorgegangen. Der Kaliumgehalt der breiten Biotitlagen hat wohl primär in tonigen Peliten vorgelegen. Nachträgliche Kaliummetasomatose scheidet aus, da quer durch die Biotitlagen, welche beidseitig von Klinopyroxenbändern begleitet werden, breite Risse ziehen, die ebenfalls mit Klinopyroxen gefüllt sind.

Die Granatreiche Paragenese aus dem höchsten Teil der Serie deutet auf mergelige Schichten hin. Hier kündigt sich das Einsetzen einer Karbonatfazies an.

Schwieriger ist die Herkunft der Aktinonlitlagen zu deuten. Nach E.TRÖGER (1967, S. 439) dienen "als Ausgangsmaterial bevorzugt Diabastuffe, Schalsteine und ähnlich zusammengesetzte Ca-Mg-Fe- reiche Sedimente ...". Für die Klassifikation als Tuff bzw. Kristalltuff sprechen auch die idiomorphen, zum Altbestand gehörenden Plagioklaseinsprenglinge.

Die geochemischen Analysen ermöglichen keine klaren genetischen Zuordnungen. Offenbar handelt es sich, zumindest bei einem Teil der Bänder, um tuffitische Mischgesteine, die umgelagertes Orthomaterial enthalten, wofür die sehr hohen TiO_2-Gehalte sprechen.

Zusammenfassend lässt sich feststellen, dass vor der Metamorphose ein feinlagiges Schichtpaket, aufgebaut aus feinklastischen bis mergeligen Sedimenten, Tuffen und wohl auch Tuffiten mit mehr oder weniger starkem sedimentären Beistreu vorgelegen hat.

Nach dem Erguss der Liegendvulkanite ist das Auftreten von pyroklastischem Material in den hangenden Schichten nicht verwunderlich.

2.5 Gebänderte Liegendschichten: (Banded footwall beds) 21 m

2.51 Unvererzte Ausbildung:

a) Vorkommen:

Bedingt durch den Abbau treten die gebänderten Liegendschichten auf den nördlichen Terrassen vorwiegend als dünner Schleier über den Metapeliten und Metatuffen auf (Vgl.Profil B, Profiltafel). Auf den Fahrspuren der untersten Sohlen sind die gebänderten Liegendschichten nur schlecht zu untersuchen.

Besser lassen sie sich an den Wänden zwischen 15. und 14. (bis einschliesslich 8.) Terrasse im Westteil der Grube verfolgen, wo die Gesamtmächtigkeit und die konkordanten Lagerungsverhältnisse aufgeschlossen sind.

b) Lithologie:

Wie schon für die Metapelite und Metatuffe trifft auch für die gebänderten Liegendschichten ein rascher - hier buntfarbiger - Lagenwechsel zu. Als wichtigstes Unterscheidungsmerkmal ist das Auftreten von cm bis dm breiten, grauweiss - bis farblosen, grobkristallinen Marmorbänken anzuführen, die mit schwarzen oder grünlichen (biotit- bzw. pyroxen-amphibolreichen) Bändern abwechseln.

Zwischen den silikat- und den karbonatreichen Zonen ist immer ein unregelmässiger, hellbrauner (grossularreicher) Kontaktsaum ausgebildet. Diese Erscheinung wird auf Seite 30 gesondert besprochen. Des weiteren sind Marmorkerne oft beidseitig von hellweissen (wollastonitreichen) Säumen eingefasst. Die Wollastonitbildung zeigt deutliche Abhängigkeit von der Mächtigkeit der Karbonathorizonte. Auf diese Tatsache wird im Kapitel III (S. 82) genauer eingegangen. In den höheren Teilen des Schichtpakets und am Kontakt zum C-Lager (Vgl. S.37) treten räumlich absetzige, unregelmässig durchhaltende scheelitführende Klinopyroxen-Andradit-Gesteine an Stelle der unvererzten Abfolge. Sie sind lithologisch kaum von den Gesteinen des C-Lagers zu unterscheiden und werden ebenfalls gesondert abgehandelt (Vgl. S. 32).

Nicht selten lassen sich Gleitverfaltungen und andere sedimentäre Gefügeeigenschaften wie Einschnürungen und syngenetische Setzungen mit geringen Verstellungsbeträgen feststellen. Alle

diese Erscheinungen müssen vor der Metamorphose vorgelegen haben, da beispielsweise die Kontaktsäume der manchmal intensiven Kleinfältelung folgen.

U.d.M.

Die Marmorlagen setzen sich aus einem einfachen Mosaik von kaum verzahnten, äquidimensionalen Karbonatkörnern zusammen, deren polysynthetische Lamellierung sehr oft erkennbar ist. Auf den Korngrenzen sitzen häufig kleine, xenomorphe, farblos bis deutlich grün gefärbte, diopsidische (?) Klinopyroxene auf. Daneben sind auf Zwickeln Granat und Forsterit festzustellen.

Die Marmorlagen sind häufig von einem schmalen Wollastonitsaum eingefasst, der jedoch nicht immer vorhanden sein muss (Vgl.Kap.III, S. ^^). Diese Zone setzt sich überwiegend aus farblosem Wollastonit in breiten, tafeligen, idiomorphen Kristallen zusammen, die deutliche Verzwilligung zeigen. Andere Partien zeigen Wollastonit fast ausschliesslich in seiner divergent - bis radialstrahligen Ausbildung. Skelettartige Karbonate können von parallelstengeligen Wollastonitaggregaten durchspiesst werden. Grosse, blassbräunliche Vesuvian - Idioblasten sind teilweise mit Granat verwechselbar, sie hellen jedoch unter gekreuzten Nicols unterschiedlich auf.

Neben Wollastonit und Vesuvian kommen in der Übergangszone Klinopyroxen, Granat, Kalzit, untergeordnet Titanit, Epidot und stark umgewandelte Plagioklase vor.

Von grosser Bedeutung ist die Tatsache, dass in mehreren Schliffen am Aussenrand des Wollastonitsaums (an der Grenze zur nächstfolgenden Granatzone) mehrere zerbrochene Scheelitkörner zu beobachten sind.

Auf den Wollastonitsaum - falls dieser fehlt, direkt auf die Marmorlage - folgt gesetzmässig ein meist dünner (0,5 mm - 1 cm) Grossulargranatsaum (Vgl. Abb. 2).

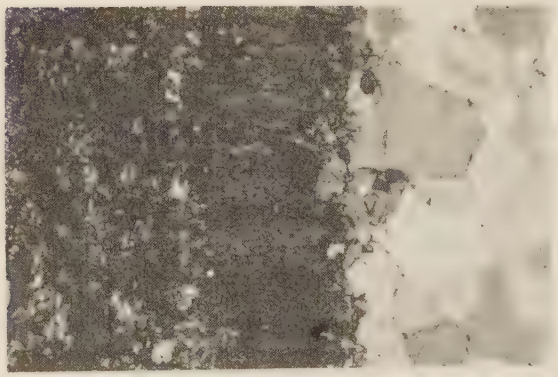


Abb.2
Reaktionssaum; Gebänderte Liegendschichten.
Rechts: körniger Calcit am Kontakt wenig Vesuvian (v)
Bildmitte: dichter Grossular
Links: Klinopyroxen, Titanit

Vergr. 30 x , Gekr.Nic, Quarzkeil

Die durchgehenden Granatsäume sind unregelmässig geformt, weisen buchtig, wulstige Ausstülpungen auf und wachsen fingerförmig, z.T. mit einzelnen isolierten Granatbastionen, in die Karbonat- bzw. Wollastonitzonen vor.

In der dichten Grundmasse sind Einzelindividuen nur schwer unterscheidbar. Lediglich am unmittelbaren Karbonatkontakt sind idiomorphe Korngrenzen ausgebildet.

An Hand der Mikrosondenergebnisse (ca. 18 Gew. % Al_2O_3, ca. 10 Gew.% Fe_2O_3) lässt sich aussagen, dass Grossular die Hauptkomponente in den obenerwähnten Granatsäumen bildet.

Der Grossularsaum ist siebartig von Klinopyroxen, Titanit, getrübten Feldspäten, Klinozoisit, Hellglimmer, Epidot und Chlorit durchlöchert.

Als nächstes folgt eine Pyroxenzone, die sich mit graduellem Übergang durch immer stärkeres Zurücktreten des Granats aus dem Grossularsaum entwickelt. Hier bildet ein klares, engepacktes Mosaik von isometrischem, frischem Klinopyroxen den Hauptbestandteil. Es handelt sich vorwiegend um ferrosalitische Klinopyroxene. Auflockerung des strengen Gefüges bewirkt nur der massenweise Einstreu von idiomorphem oder diffusfetzigem Titanit, der sich nicht selten zu durch-

ziehenden Schnüren und Bändern vereinigt und zusammenlagert.

Mit scharfer Grenze folgt auf die Pyroxenzone entweder direkt eine Biotit-Quarz-Lage oder aber ein schmaler (0,5 - 1 mm) Amphibolzwischenbereich, der aus einem mehr oder minder zusammenhängenden Band von grün gefärbtem Aktinolit besteht. Häufig sind Rautenquerschnitte zu erkennen, die auch vom Band losgelöst in der Biotitzone treiben können. Die Aktinolite sind oft durchlöchert und erinnern mit ihrer blattgrünen Färbung an von Insekten befallenes Laubwerk. In manchen Schliffen tritt zwischen Aktinolit schilfiger Fe-Mg-Chlorit mit intensivblauen Interferenzfarben auf.

Zum Abschluss folgt dann eine breite Biotit-Quarz-Lage mit einem wirren Filz kurzer, gedrungener Biotitblättchen und zwischengelagerten Quarzkörnern. Bereichsweise herrscht Quarz, in anderen Fällen streifiger Chlorit vor. Massenweise kommt tröpfchenförmiger, fetziger Titanit vor.

Die gesamte Zonenfolge wiederholt sich spiegelbildlich symmetrisch.

c) Zur Entstehung der Reaktionssäume:

Karbonat- und silikatreiche Wechsellagerungen standen miteinander im chemischen Ungleichgewicht. Bei der Metamorphose stellten sich besonders an den Grenzflächen Ausgleichsreaktionen ein, die zur Bildung von Reaktionssäumen führten. Im vorliegenden Fall war folgende Zonenabfolge zu beobachten:

Kalzit	$CaCO_3$
Wollastonit	$CaSiO_3$
Grossular	$Ca_3Al_2(SiO_4)_2(OH)_2$
Klinopyroxen	$Ca(Fe,Mg)\ Si_2O_6$
Aktinolit	$Ca_2(Fe,Mg)_5Si_4O_{11}(OH))_2$
Biotit	$K(Fe,Mg)_3\ Si_3Al\ O_{10}(OH/F)_2$
Quarz	SiO_2

R.LARGE (1970) stellte von vergleichbaren Gesteinen der Bold Head Lagerstätte mit seinen sog. "type B reaction band" eine ähnliche Reihe - allerdings ohne Wollastonit - auf.

Aus dieser Reihe ist einerseits eine Konzentrationszunahme des Ca-Gehalts von unten (Biotit-Quarz) nach oben (Kalzit) und andererseits eine stetige Konzentrationsabnahme der Gehalte von Fe, Mg und SiO_2 zu konstatieren.

Die jeweiligen Komponenten diffundierten über das Medium unbeweglicher Porenlösungen nach der Seite der fallenden Konzentration. D.KORSHINSKIJ (1965) definiert Erscheinungen, bei denen der Diffusions'transport' die entscheidende Rolle spielt, als Diffusionsmetasomatose.

Die vorliegenden cm - breiten Reaktionssäume sind durch Diffusionsmetasomatose entstanden. Diese erfordert keinerlei Zu- oder Wegfuhr bewegter (speziell magmatischer) Lösungen wie sie für die Infiltrationsmetasomatose Voraussetzung sind.

In diesem Zusammenhang sind die Scheelitkörner am Rande der Wollastonit-Vesuvian-Zone bemerkenswert.

Ähnliche Reaktionssäume sind auch um entsprechende grobklastische Komponenten des Hangendmetakonglomerates (Vgl. S.47) ausgebildet. Abschliessend ist noch festzustellen, dass die Pyroxenzonen einerseits echte Reaktionszonen darstellen. In Fällen, die von der Regel der Zonenfolge abweichen (z.B. beim Fehlen von Kalzit - und/oder Biotitzone), kann nicht ausgeschlossen werden, dass hier Diffusionsvorgänge nur eine nachgeordnete Rolle spielten, sondern dass einfache Metamorphose eines entsprechenden Stoffbestands von Orthomaterial zur Bildung von Titanit-Klinopyroxen-Bändern führte.

d) Geochemie:

Reine Marmorhorizonte:

W	- 5 ppm	K_2O	- 0,03 %
Mo	- 10 ppm	Na_2O	- 0,19 %
Bi	- 140 ppm	MgO	- 2,16 %
Sb	- 250 ppm		

Auch die Analyse des Gesamtgesteins erbringt nur Spuren an:

W - 5 ppm
Mo - 2-20 ppm

was mit dem Schliffbild übereinstimmt, wo Scheelit nur selten in vereinzelten Körnern vorkommt.
Relativ hohe Werte wurden gemessen für:

TiO_2 - 1,96 - 3,25 %, (2 Proben)
Relativ gering: Ni - 20 - 52 ppm, Cr - 29 - 72 ppm (je 2 Proben)

e) Ausgangsgesteine:

Als Ausgangsgesteine kommen relativ reine Kalke, Tone und Mergel in Frage. Die Serie zeigt Ähnlichkeiten mit den darunterliegenden Metapeliten und Metatuffen. Etwaige Tuff- oder Tuffitlagen sind nicht nachzuweisen, können jedoch möglicherweise durch die bereits erwähnten Titanit-Klinopyroxen-Lagen repräsentiert sein.

2.52 Konkordant vererzte Ausbildung: 0 - 20 m

a) Vorkommen:

Innerhalb der gebänderten Liegendschichten können vor allem in den stratigraphisch höheren Teilen wirtschaftlich interessante Scheelitgehalte auftreten.

Besonders im Westabschnitt des Tagebaues, zwischen 15. und 16. Sohle, ist fast über die gesamte Mächtigkeit Scheelit in abbauwürdigen Konzentrationen enthalten. Die Vererzung innerhalb der gebänderten Liegendschichten ist sehr schwer vorauskalkulierbar. Beispielsweise stellte sich Ende 1970 heraus, dass zunächst die Wand auf der 10. westlichen Terrasse in den entsprechenden Gesteinen, bis auf einen kleinen Streifen, auf der gesamten Breite abbauwürdig war. Nach dem Sprengen stand einige Meter weiter rückwärts nur noch taubes Material an (Vgl.Karte 2).

Auf den Fahrspuren ist die Aussage über Erzgehalte lediglich interpretiert und eigentlich nur zulässig, wenn sie durch dichte Bohrnetze (z.B. Sprenglöcher) belegt sind, oder aber wenn zwischen den Wänden nur ein geringer Abstand liegt.

In tektonisch eingezwängten Keilen treten auch im Nordsektor der Grube zwischen 5. und 8. Terrasse vererzte, gebänderte Liegendschichten auf.

b) Lithologie:

Für die vererzten, gebänderten Liegendschichten gelten im Prinzip dieselben Beobachtungen wie für die unvererzte Ausbildung. Die charakteristische Bänderung, Lagenwechsel, Reaktionssäume und altes sedimentäres Gefüge bleiben erhalten; allerdings scheinen die pelitischen (biotitreichen) Bänder zu Gunsten der pyroxen- und amphibolreichen Partien zurückzutreten.

Neu ist die Tatsache, dass an Stelle breiter Marmorbänke bereichsweise ein dunkelbrauner, zäher Granatskarn treten kann. Der Begriff "Skarn" wird in diesem Zusammenhang rein beschreibend für einen grobkörnigen Kalksilikatfels gebraucht

und ist seiner ursprünglichen genetischen Bedeutung entkleidet.

Ausschliesslich in diesen Granatskarnen kommt relativ gleichmässig über das gesamte Volumen verteilt feiner Scheelit vor. Schichten und Bänder mit anderem lithologischen Charakter sind scheelitfrei. Die Erze sind also schichtkonkordant und horizontbeständig in das Nebengestein eingeschaltet, ihre laterale und flächenhafte Verbreitung ist sehr unregelmässig und absetzig.

Verfolgt man an den verschiedenen Aufschlüssen in den vererzten Bereichen die Schichtprofile genauer, so ist festzustellen, dass einige Marmorbänke durchhalten können. Diese fehlen also keineswegs vollständig, sondern treten nur stark in den Hintergrund. Es gelang allerdings nicht, ein und denselben Marmorhorizont über grössere Entfernungen, insbesondere vom vererzten in den unvererzten Bereich, durchzuverfolgen.

Die Signatur auf der Karte 2 bedeutet nicht, dass die Vererzung durchgehend über die gesamte Mächtigkeit verteilt ist. Vielmehr werden damit Bereiche innerhalb der gebänderten Liegendschichten ausgehalten, in denen über die Gesamtmächtigkeit integriert, wirtschaftlich interessante Wolframgehalte (d.h. Gehalte über 0,5 % wO_3= cut off grade) zu erwarten sind.

Generell lässt sich sagen, dass Scheelit innerhalb der gebänderten Liegendschichten - abgesehen von den wenigen Körnern in den Wollastonitzonen der unvererzten Ausbildung - einerseits an bestimmte Horizonte andererseits an einen bestimmten Gesteinstypus gebunden ist, der untenstehend näher beschrieben wird.

U.d.M. bildet eng gepackter, brauner, idiomorph bis hypidiomorpher Andradit, der in der Regel homogen und ohne Zonarbau ausgebildet ist, den Hauptgemengteil. In anderen Schliffen überwiegen Andraditidioblasten in isometrischen und gequetschten Formen, wobei sich einzelne Individuen zu traubenförmigen Aggregaten zusammenlagern können.

Teilweise fällt an den Granaten ein besonders an den Rändern ausgeprägter Zonarbau auf. Schmale anisotrope Lamellen und Leisten parallel zu den Korngrenzen hellen unterschiedlich auf (Vgl.Abb.3).

Es handelt sich um Mischkristalle, bei denen die Andraditkomponente (Fe_2O_3 ca. 26 Gew.%) die Grossularkomponente (Al_2O_3 ca. 12 Gew.%) weit überwiegt.

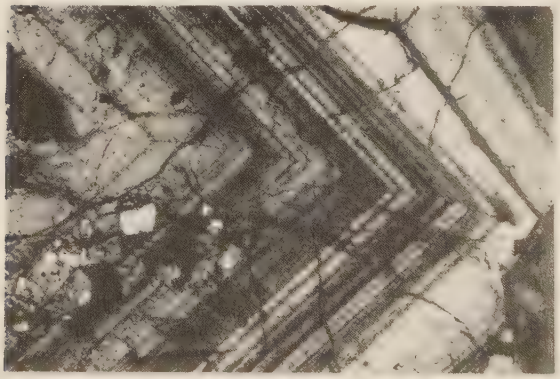


Abb.3:
Zonargebauter Granat,Einschlüsse von Klinopyroxen.
Vgl.Text.
Vergr.75 x, Gekr.Nic.

Bei der Überprüfung der zonierten Granate mit Hilfe der Mikrosonde stellte sich heraus, dass breite, andraditreiche Leisten von schmalen, grossularreichen Lamellen abgelöst werden. Auf Fig.3 zeigt sich deutlich, dass maximale Eisengehalte mit minimalen Aluminiumgehalten koinzidieren und umgekehrt. Die einzelnen Leisten sind am Aussenrand des Granatkristalls wesentlich breiter (50 µ) als im Zentrum.

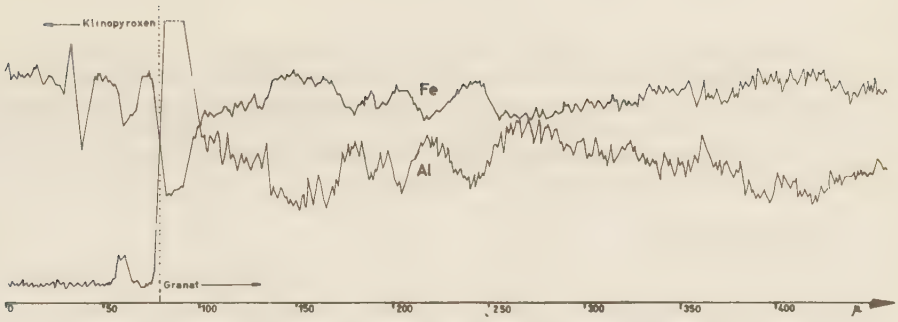


Fig. 3:
Verteilung von Fe und Al in einem zonierten Granat. Mikrosonden 'scanning' 10 µ / sec.

Die grösseren, zonar gebauten Granate sind meist inhomogen und umschliessen grössere Mengen von Klinopyroxen (Vgl.Abb.3), Kalzit, Scheelit und Titanit.

Als nächst häufiges Mineral tritt Klinopyroxen auf, der entweder von Granat umschlossen ist, auf dessen Kornumrissen aufsitzt oder in Quarz- und Kalzitzwickeln vorkommt.

Die Überprüfung der Klinopyroxene mit der Mikrosonde zeigte, dass sowohl Salite, Ferrosalite als auch extrem Magnesium-arme Hedenbergite vorliegen.

Die Körner sind meist idiomorph bis hypidiomorph gestaltet. Vom Rand her, bzw. von Spaltrissen aus, greifen retrograde Umwandlungsprodukte, wie Uralit-Aktinolit, Chlorit und optisch nicht näher identifizierbare Eisenverbindungen, ein.

Die grossen Zwickelräume werden ausgefüllt von Quarz und Kalzit. Relativ selten kommt stark zersetzter Plagioklas, akzessorisch Titanit und Epidotmineralien vor.

Scheelit findet sich wie Klinopyroxen innerhalb oder am Rande von Andradit, ist auch zwischen die Granate verteilt. Die hypidiomorphen Körner sind durchschnittlich 0,2 - 0,3 mm gross. Daneben sind gestauchte Blättchen von Molybdänglanz zu identifizieren.
Weiterhin finden sich im Schliffbild die Karbonat-, Pyroxen-, Amphibol- und Grossularzonen wieder, die bereits auf Seite 27 - 30 bei der unvererzten Ausbildung der gebänderten Liegendschichten beschrieben wurden. Diese sind ebenso wie senkrecht zum Lagenwechsel durchsetzende, mit Granat und Kalzit gefüllte, mm-breite Klüfte und Risse, scheelitfrei.

Liegen mehrere Andradithorizonte nebeneinander, so entsteht makroskopisch oft der Eindruck eines massigen, vererzten Gesteins besonders, wenn es sich um quarzreiche Andraditskarne mit Korndurchmessern bis zu 1 cm handelt. Im Dünnschliff lassen sich jedoch immer wieder dünne Pyroxenlagen feststellen, die den alten Lagenwechsel andeuten.

c) Geochemie:

W - sehr unterschiedlich, von unter 0,5 % bis über 1,0 % WO_3

Mo - 250-300 ppm

	Granatskarn	Pyroxen-Amphibolitlage
Cr	43 ppm	75 ppm
Ni	18 ppm	38 ppm
TiO_2	0,33 %	0,78 %

d) Ausgangsgesteine:

Granatskarnbänke : Vgl. C-Lager (S.37) und Kapitel VII (S.109)

Sonstige Lagen : Vgl. Unvererzte Ausbildung (S. 32)

6 C-Lager: (C-lens) 18 m

a) Vorkommen:

Fast die gesamte Scheelitproduktion der Grube stammt aus dem C-Lager.

Daher richtet sich der bergmännische Vortrieb nach dessen Verlauf. Das C-Lager erstreckt sich im zentralen Teil des Tagebaues meist auf den tiefsten Sohlen auf eine Ost-West streichende Länge von 500 m (Vgl.Karte 2). Es ist beidseitig von der westlichen und von der östlichen Randverwerfung (Vgl.Kapitel IV, S. 89) abgeschnitten. Zahlreiche kleinere Verwerfungen mit geringen Versetzungsbeträgen zerlegen es in einzelne Segmente.

Im Westteil des Tagebaues tritt durch eine Abschiebung der Effekt der Schichtverdoppelung hinzu. Zwischen 7. und 8. Terrasse sind entlang der Zentralverwerfung Partien des C-Lagers eingezwängt.

b) Übersicht und Grenzen:

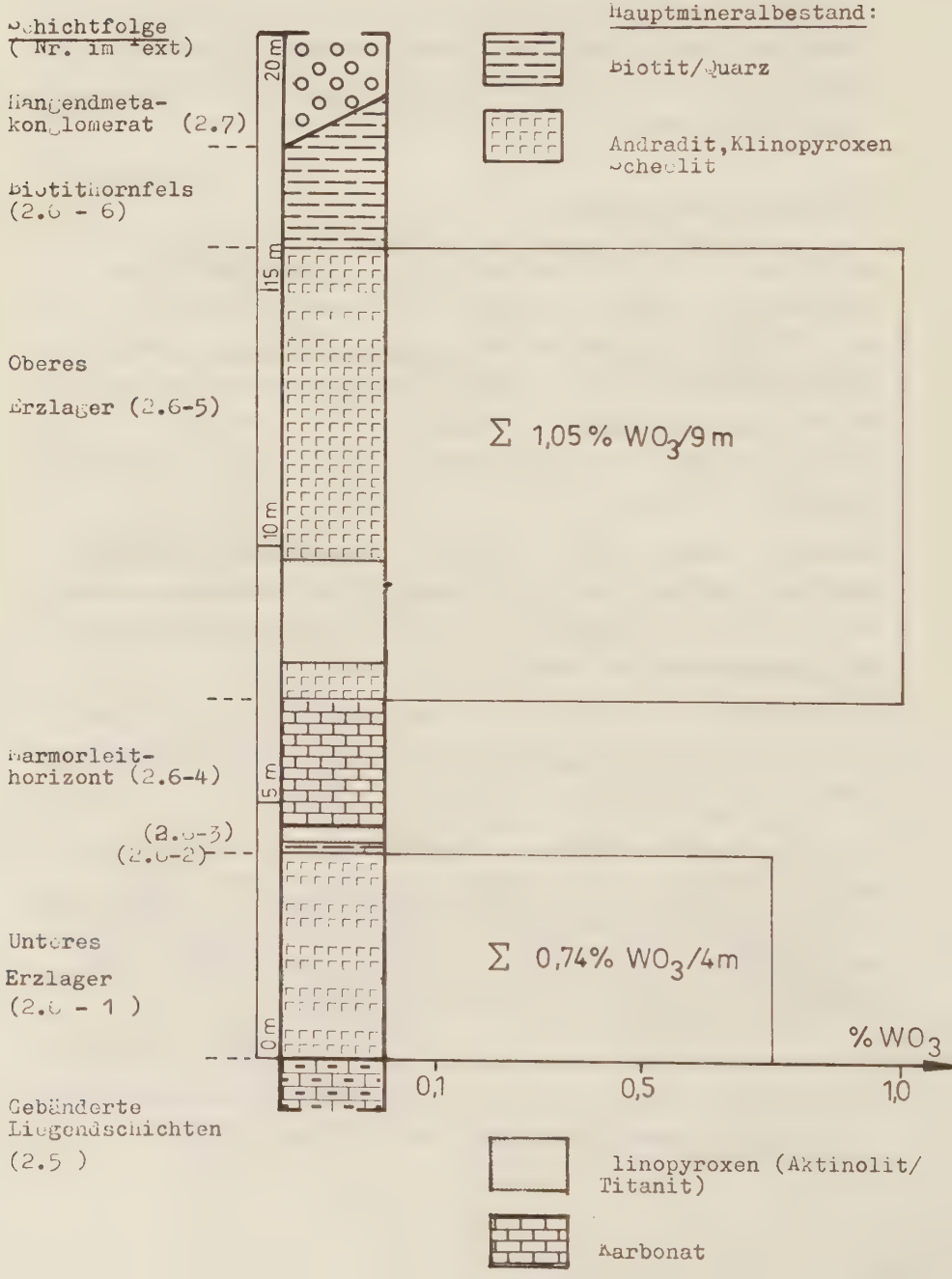
Das C-Lager ist in sich uneinheitlich aufgebaut und keineswegs über die gesamte Mächtigkeit (18 m) durchgehend vererzt. Die Serie beginnt mit einem unteren Erzlager, gefolgt im wesentlichen von einem scheelitfreien Marmorleithorizont, der vom oberen Erzlager überlagert wird. Die einzelnen Schichtglieder und deren WO_3-Gehalte sind im Säulenprofil (Vgl.Fig.4) festgehalten.

Sowohl das obere als auch das untere Erzlager sind schichtkonkordante, durchverfolgbare Horizonte, deren Granatskarne mehr oder minder gleichmässig über das gesamte Volumen verteilt, fein eingesprenkelten Scheelit enthalten.

Das obere Erzlager wird vom Hangendmetakonglomerat (Vgl.S.47) durch einen Biotit-Hornfels-Horizont, der noch zum C-Lager gerechnet wird, getrennt.

Die Grenze zu den gebänderten Liegendschichten wird dort gezogen, wo die ersten Marmorbänke auftreten. Sind die gebänderten Liegendschichten vererzt und damit makroskopisch dem unteren Erzlager sehr ähnlich, so ist die Grenze etwa 4,50 m unterhalb des Marmorleithorizonts zu ziehen.

Fig.: 4 Schematisches Säulenprofil und Wolframgehalte
C-Lager, Tagebau King Island/Tas . Maßstab 1 : 1oo



c) Beschreibung der Schichtfolge:

2.6 - 1. Das untere Erzlager (bottom orebody) 4 m

a) Lithologie:

Das untere Erzlager besteht aus einem zähen, massig wirkenden, dunkelbraunen Klinopyroxen-Andradit-Skarn. Nur auf glatten Flächen, besonders an gesägten Handstücken, lassen sich schmale, grüne (pyroxenreiche) Lagen erkennen. Diese parallelen Bänder enthalten keinerlei Scheelit, nur die dazwischenliegenden breiteren Granatpartien sind mit gelb fluoreszierendem Scheelit gesprenkelt. Die Mächtigkeit des unteren Erzlagers wird von den verschiedenen Bearbeitern höchst unterschiedlich angegeben; so von A.EDWARDS et al. (1956) mit 17-33 m und von N.KINNANE (1968) mit 10-23 m. Diese Autoren betrachten etwaige vererzte, gebänderte Liegendschichten dem unteren Erzlager zugehörig. Dies erscheint jedoch nur im bergmännisch-wirtschaftlichen Sinn, nicht jedoch im geologisch-wissenschaftlichen Sinn zulässig, da das untere Erzlager auf der gesamten streichenden Länge durchgehend vererzt ist (zumindest in den Granatskarnen), was für die gebänderten Liegendschichten nicht gilt. Gerade hierin liegt der wesentliche Unterschied.

U.d.M. fallen zunächst braungefärbte, mittel- bis grobkörnige Granatporphyroblasten auf, die nur schwach zonar gebaut und in sich stark zerbrochen und von Spaltrissen durchzogen sind. Die idiomorphen Kornumrisse sind besonders gut an angrenzenden Kalzit und Quarzzwickelfüllungen entwickelt.

Es handelt sich um Granate bei denen die Andraditkomponente (70-80 Mol %) überwiegt. Eigene Mikrosondenuntersuchungen bestätigten die chemischen Granatanalysen von A.EDWARDS et al. (1956, S.76):

In Gew.%:

	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	TiO_2	MnO
I	37,02	6,72	21,83	1,39	0,46	31,58	0,08	0,32
II	36,32	8,67	18,56	1,21	0,74	31,50	0,09	0,24

I. = Andraditkristall Oberes Erzlager

II. = " Unteres Erzlager

Es ist generell festzustellen, dass im Bereich des Tagebaues in den hellbraun gefärbten Kalkgranaten die Grossularkomponente, in den tiefdunkelbraun gefärbten Kalkgranaten dagegen die Andraditkomponente vorherrscht. Daher wird im folgenden nicht mehr näher auf die Granatbestimmung eingegangen.

Poikilitisch von Granat umschlossen finden sich grosse Mengen von ferrosalitischen, salitischen, untergeordnet diopsidischen Klinopyroxenen, die retrograd zu Aktinolit, biotitisierten Amphibolen, radialstrahligem Eisenchlorit und anderen Eisenverbindungen umgewandelt sind. Klinopyroxene sammeln sich auch in Nestern zwischen den Granaten.

Scheelit kommt sehr häufig entweder am Rand von Granat oder ganz oder teilweise davon umschlossen in idiomorphen, durchschnittlich 0,3 mm grossen Körnern vor.

Akzessorisch treten weitgehend zersetzte Feldspäte, Klinozoisit, Titanit und Epidot auf.

Die granatreichen Partien wechseln ab mit schmalen (1-10 mm) Bändern in denen verzahnter Klinopyroxen vorherrscht. Das Bild wird durch von den Rändern eingreifendes Andraditnetzwerk verwischt, doch ist die parallele Bänderung noch deutlich zu erkennen. In den Pyroxenlagen kommt sehr häufig Titanit vor, Scheelit fehlt!

b) Geochemie:

Die Analysenangaben beziehen sich auf das Gesamtgestein:

W	- 0,58 %	= 0,74 % WO_3	Durchschnittsgehalte !
Mo	- 500 ppm		"
Bi	- 100 ppm		Anhaltswerte 1 Probe
Sb	- 90 ppm		"
Ni	- 25 ppm		"
Cr	- 30 ppm		"
TiO_2	- 0,5 %		"

2.6 - 2. Aktinolit-Quarz-Biotit-Hornfels-Zwischenhorizont: (20cm)

a) Lithologie:

Auf das untere Erzlager folgt zunächst ein dichter, schwarzer 20 cm mächtiger Zwischenhorizont. Auf frischem Bruch sind die Flächen mit dünnen Pyrittapeten überzogen.

U.d.M. zeigt sich ein Netz aus sperrig angeordneten, feinstkörnigen Biotitleisten, dazwischen sind die übrigen Komponenten, vor allem feinster Quarz, verteilt. Häufig findet sich ausgebleichter, grüner Aktinolit in länglichen bis tafeligen, oft idiomorphen Formen.

Massenweise ist krümeliger Titanit zu erkennen. Selten kommen getrübte, in Hellglimmer umgewandelte, ehemalige Plagioklase vor. Reichlich tritt auf Haarrissen und Sprüngen Pyrit auf, begleitet von Chloritmineralien.

b) Geochemie:

W - 20 ppm

Mo - 2 ppm

2.6 - 3. Klinopyroxen-Hornfels-Zwischenhorizont: (25 cm)

a) Lithologie:

Unterhalb des Marmorleithorizontes liegt eine etwa 25 cm mächtige Schicht aus grünlichem, bröseligem, stark verwittertem Material, das makroskopisch nicht näher identifizierbar ist.

U.d.M. zeigt das gehärtete Schliffbild ein zusammenhängendes Netzsystem aus schilfig-faserigen Serpentinmineralien und Hydroglimmern (?). Darin eingebettet liegen gezackte Klinopyroxene und etwas idiomorpher Titanit. Es ist nicht erkennbar, woraus die Blattsilikate entstanden sind.

b) Geochemie:

W - 2 ppm

Mo - 30 ppm

2.6 - 4. Forsterit-Phlogopit Marmorleithorizont: (marble marker bed) 2,50 m

a) Lithologie:

Das untere und das obere Erzlager werden durch einen 2,50 m mächtigen Marmorleithorizont getrennt. Soweit feststellbar, ist er auf der gesamten streichenden Länge und nach Angaben von N.KINNANE (1968) auch entlang des Einfallens in mehr oder weniger gleicher Mächtigkeit ausgebildet. Diese Tatsache ist in genetischer Hinsicht bedeutungsvoll.

Es handelt sich um einen unten dickbankigen, auf den obersten 50 cm jedoch dünnschichtig werdenden, mittelgrauen, kompakten Marmor, der zahlreich von weissen, grobkristallinen Kalzitadern durchzogen ist. Diese Marmorbänke bilden einen wichtigen Leithorizont sowohl für die Kartierung im Tagebau als auch für die Korrelation in Bohrkernen.

U.d.M. ist ein feinkörniges Pflaster aus äquidimensionalen, schwach verzahnten Karbonatkörnern zu verzeichnen. Kreuz und quer durchsetzende Sprünge und Gängchen sind mit Kalzittafeln der 2. Generation verheilt.

In wechselnden gegenseitigen Verhältnissen sind massenweise länglich gestreckter bis tafeliger, farbloser Phlogopit ($2 Vx = 4 - 7^{o}$, im konoskopischen Bild einachsig wirkend) und rundlicher Forsterit sowie untergeordnet Diopsid eingelagert.

b) Geochemie:

W - 5 - 100 ppm 3 Proben
Mo - 5 - 40 ppm "
Bi - 125 ppm
Sb - 250 ppm
MgO - 13,2 % !

2.6 - 5. Das obere Erzlager: (top orebody) 9 m

a) Lithologie:

Auf den Marmorleithorizont folgt das in sich gegliederte,obere Erzlager (Vgl.Fig.4).
Es beginnt mit einer 70 cm mächtigen Bank aus scheelitführendem Quarz-Klinopyroxen-Andraditskarn. Hierauf schliesst sich ein 2 m mächtiges Gesteinspaket an, das überwiegend aus grünlichen (pyroxenreichen) und hellbraunen (grossularreichen) Lagen besteht, wobei vor allem die Feinschichtung auffällt. Nur selten schalten sich in diese Zwischenzone scheelitführende, absetzige Linsen von Andraditskarn ein.

Mit fliessendem Übergang folgt ein rund 6 m mächtiger, zäher, dunkelbrauner, massiver Andraditskarn, der wirtschaftlich überaus bedeutungsvoll ist. Meist fehlt die für das untere Erzlager typische Bänderung. Lediglich in den obersten Partien

des oberen Erzlagers treten cm-breite durchhaltende, scheelitfreie Lagen von Aktinolit-Klinopyroxen-Fels auf, beidseitig begleitet von Grossularsäumen, wie diese auch für die gebänderten Liegendschichten kennzeichnend sind.

Zusammenfassend betrachtet, gliedert sich das obere Erzlager in einen schmalen unteren, vererzten Horizont, einen erzfreien Zwischenbereich und eine mächtige obere Erzzone.

Die Scheelitgehalte sind wie im unteren Erzlager an bestimmte Silikatparagenesen (Andraditskarne) und an bestimmte Horizonte gebunden.

U.d.M. lässt sich in Schliffen aus der erzfreien (2 m mächtigen) Zwischenzone ein Wechsel von pyroxen- und grossularreichen Lagen erkennen. Erstere setzen sich entweder aus lappigen, xenomorphen oder aus idiomorphen Klinopyroxenen zusammen. Dazwischen liegt häufig Titanit. Die granatreichen Lagen dagegen bestehen aus einer dichten Grundmasse von Grossular. Diese Matrix wird durchstäubt von Klinopyroxen. Auf Zwickeln kommt Kalzit, akzessorisch Titanit und Klinozoisit vor. Der Übergang zum massigen Erz vollzieht sich fliessend und ist erkennbar an der dort fehlenden Bänderung, an der vergleichsweise dunkleren Braunfärbung des Andradits, sowie an der unterschiedlichen Körnigkeit der beiden Granatvarianten.

In allen Schliffen aus den vererzten Granatskarnen des oberen Erzlagers beherrscht kräftigbrauner Andradit das Bild. Die Kristalle zeigen meist idiomorphe, flächenreiche Formen, die Durchmesser liegen in der Grössenordnung von 1 - 5 mm. Meist ist ein randlicher Zonarbau an der unterschiedlichen Braunfärbung von Kern und Aussenzone erkennbar. Schwach ausgebildeter, anormaler Anisotropismus ist manchmal zu beobachten. Oft sind poikilitische Einschlüsse im Kern des Granats feinstkristallin, am Rand dagegen fein- bis kleinkörnig ausgebildet.
Die Andradite liegen entweder Korn an Korn eng aneinandergepackt oder sie sind eingebettet in eine Zwickelmasse von Quarz, untergeordnet auch Kalzit. Die gewellten Streifensysteme mancher Quarze lassen eine gewisse dynamische Beanspruchung erkennen. Je mehr Quarz vorhanden ist, desto grösser und eigengestaltiger werden die Körner des Granats und der übrigen Mineralien.

Die durchschnittlich 0,2 mm grossen Klinopyroxene sind häufig von Granat umschlossen. Andererseits kommen sie auch nesterförmig zwischen Andradit vor. Es handelt sich vorwiegend um ferrosalitische, salitische aber auch um diopsidische Klinopyroxene.

Meist ist die retrograde Uralitisierung der Klinopyroxene zu grünen Amphibolen und deren weiterer Abbau bis hin zu Kalzit und Halbopakmineralien weit fortgeschritten. Oft sind nur noch gezackte Klinopyroxenrelikte im Kern erhalten.

Gleich den Pyroxenen zeigt sich Scheelit sowohl innerhalb als auch am Rand von Andradit oder aber in Quarz-, seltener in Kalzitzwickelfüllungen. Die isolierten Körner haben Durchmesser von 0,2 - 0,3 mm, besonders in Quarz sind fast immer klare, idiomorphe Querschnitte zu erkennen (Vgl.Abb.4), die manchmal waabenförmige Gebilde aufbauen.

Zersetzungsprodukte sind über das gesamte Schliffbild verbreitet. Sie zeichnen die Granatkanten und deren Spaltrisse nach. Es handelt sich meist um mikrokristalline, braune, halbopake Eisenverbindungen. Als Akzessorien finden sich in knapp der Hälfte der Schliffe Titanite.

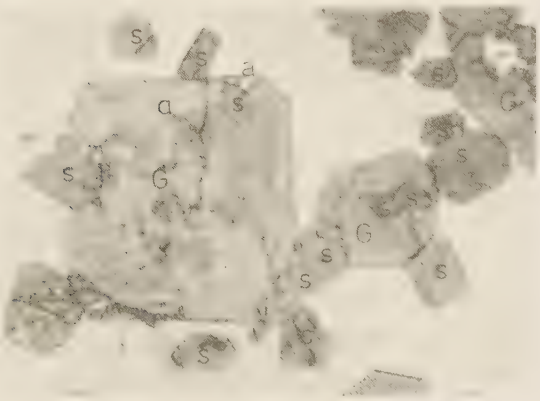


Abb.4
Scheelit(s), teilweise von idiomorphem Andradit (G) umschlossen, teils darauf aufsitzend; etwas Apatit (a). Matrix Quarz. Oberes Erzlager, Vgl.Text
Vergr. 30 x , // Nic.

Hautig sind in quarzreicher Paragenese am Rand von Granat oder Scheelit sechsseitige, feinstkörnige Längs- und Querschnitte von Apatit zu erkennen (Vgl.Abb.4).

Schliffe aus den scheelitfreien Klinopyroxen-Aktinolitbändern vom oberen Teil des oberen Erzlagers zeigen ähnliche Reaktionssäume, wie sie für die gebänderten Liegendschichten typisch sind.

Aus einem Quarz-Scheelit-Pyroxen-Andradit-Gestein entwickelt sich eine Übergangszone aus hellbraunem dichtem Grossular, der scheelitleer ist und zahlreiche Titanite enthält. Daran schliessen sich im lagigen Wechsel oder gegenseitiger Verzahnung Bänder mit Klinopyroxen und Lagen von sperrigem Aktinolit an. Beide enthalten massenweise Titanit.

b) Geochemie:

Gesamtgestein:

W - 0,9 %	= 1,07 % WO_3	Durchschnittsgehalte
Mo - um 500 ppm		
Sb - 45 - 140 ppm	2 Proben	
Bi - 60 - 70 ppm	"	

Pyroxen-Aktinolit Bänder aus dem Top des oberen Erzlagers:

TiO_2 - 5,6 % !	1 Probe
Cr - 152 ppm	"
Ni - 35 ppm	"

2.6 - 6. Biotithornfels: 2 - 3 m

a) Lithologie:

Den Abschluss des C-Lagers bildet ein grauer Biotithornfelshorizont. Die Mächtigkeit schwankt zwischen 2m im Ostteil und 3m im Westabschnitt der Grube. Das schieferige Gestein lässt im Sonnenlicht den seidigen Glanz von Biotitschüppchen erkennen.

U.d.M.:

Als Hauptgemengteil tritt ungeregelter, feinstkörniger, leistenförmiger Biotit auf. Sechsseitige, grüne Aktinolite reichern sich nesterförmig an und zeigen Andeutung lagiger Anordnung. Zwischen den Biotiten kommt albitreicher Plagioklas und etwas Quarz vor. Über das Schliffbild sind gleichmässig feinste Opakbestandteile (Magnetit) verteilt, Titanit fehlt.

b) Geochemie:

W - 60 ppm

Mo - 20 ppm

d) Ausgangsgesteine des C-Lagers:

Als Ausgangsgesteine für den Marmorleithorizont kommen dolomitische Kalke, für die Biotithornfelshorizonte (2.6-2 und 2.6-6) ehemalige Pelite in Frage.

Die Andraditskarne des oberen und unteren Erzlagers können sowohl durch metasomatische Verdrängungsreaktionen als auch durch rein kontaktmetamorphe Umwandlung eines geeigneten Ausgangsgesteins - z.B. mergeliger, verunreinigter Karbonatlagen - entstanden sein. Die Petrographie liefert keine Kriterien mit deren Hilfe eine klare Unterscheidung im vorliegenden Fall möglich wäre. Mit anderen Argumenten und Gesichtspunkten, auf die an dieser Stelle nicht vorgegriffen werden soll (Vgl. S.[illegible] Kapitel VII), ist zu belegen, dass zumindest die W-Gehalte und wohl auch ein Grossteil der in den Andraditen enthaltenen Fe- und SiO_2-Gehalte nicht metasomatisch zugeführt wurden.

Geochemische Gründe (5,6 % TiO_2) sprechen dafür, dass in den titanitreichen Klinopyroxen-Aktionolitbändern im oberen Teil des oberen Erzlagers Orthomaterial enthalten ist.

2.7 Hangendmetakonglomerat: (Pyroxene - garnet - hornfels, calcite ovoids, podded hornfels) 12 m

a) Vorkommen:

Das C-Lager wird im Hangenden auf der streichenden Ausdehnung zwischen den beiden Randverwerfungen von einem auffallenden,

durchschnittlich 12 m mächtigen, Metakonglomerat begleitet. In tektonisch eingeklemmten Keilen tritt es auch im Westteil der Grube sowie im Nordabschnitt zwischen 6. und 9. Terrasse auf (Vgl. Profil A / B, Profiltafel).

b) Lithologie:

Das Gestein besteht aus einer dichten, grünlichen (pyroxenreichen) bis schwärzlichen (aktinolitreichen) Grundmasse. Darin eingebettet liegen grobklastische, vorwiegend gerundete, aber auch eckige Fragmente mit Durchmessern von cm, selten dm Stärke - bis zu maximal 30 cm. Die groben Komponenten sind unregelmässig verteilt und es ist keinerlei Gesetzmässigkeit nach Form, Grösse oder Zusammensetzung zu erkennen. Ebenso fehlt jedwede Interntextur der Matrix. Die grösseren Gerölle bestehen im Kern vorwiegend aus grobkristallinem Kalzit. Sie weisen gegen die Matrix hin mm-breite Grossularkontaktsäume auf, die denjenigen der gebänderten Liegendschichten fast vollständig gleichen (Vgl. S.30). Je kleiner die Gerölle werden, desto näher rücken die Reaktionssäume lochblendenförmig aneinander, so dass cm-grosse Komponenten häufig ganz mit Grossular, Kalzit, Quarz und Epidot (dunkelgrün glänzender Pistazit) ausgefüllt sind.

Die Endparagenesen zeigen neben dieser Grössenabhängigkeit selbstverständlich auch eine Abhängigkeit von der ursprünglichen Zusammensetzung der Psephite. Auf diese Weise resultieren eine Fülle von Möglichkeiten, doch können zumindest fünf verschiedene Typen ausgegliedert werden, die untenstehend, ihrer Häufigkeit nach geordnet, beschrieben werden.

Scheelit findet sich in manchen der groben Fragmente durchaus häufig, die Matrix ist jedoch stets scheelitfrei! Wirtschaftlich gewinnbare Konzentrationen liegen nicht vor.

U.d.M.:

Typ 1: Unter dem Mikroskop erkennt man um reine Karbonateinschlüsse einen Zonarbau, der im zweidimensionalen Schliffbild nicht von Reaktionssäumen der gebänderten Liegendschichten zu unterscheiden ist. Ein gleichkörniges Karbonatpflaster wird von einer unzusammenhängenden Zone von Vesuvian abgelöst, darauf folgt eine 1 - 2 mm breite Grossularzone, woran sich eine Klinopyroxen - und eine Aktinolitzone (beide mit reichlich Titanit) anschliesst.

Typ 2: Häufig setzen sich andere grobklastische Komponenten aus farblosem Prehnit zusammen, der parkettartig durcheinanderwächst oder eisblumenartige Aggregate und idiomorphe Tafeln mit deutlichen Spaltspuren bildet. Er wird begleitet von Büscheln von Klinozoisit, Zoisit, xenomorphem Grossular etwas Klinopyroxen und selten Titanit. Im Kern setzt sich eine grossularreiche Paragenese durch, zusammen mit Karbonat, während randlich serizitisierte Plagioklase an der Lamellierung zu erkennen sind. Dieser Typ geht ohne Grossularsaum in die Matrix über.

Typ 3: Hier herrscht stengeliger Kalzit vor, der xenomorphen Quarz durchspiesst. Dazu kommt Grossular, Klinopyroxen, Titanit und manchmal isolierter Scheelit.

Darum herum legt sich ein meist vollständig geschlossener Grossularsaum.

Typ 4: Eine andere Art besteht vorwiegend aus blassgrünlichen Epidot-Idioblasten mit konzentrischen Körnern und ausgeprägter Spaltbarkeit. Daneben findet sich häufig Kalzit, Quarz, uralitisierter Klinopyroxen, Grossular sowie 0,5 mm grosse Scheelite mit Molybdänglanzeinschlüssen.

Typ 5: ist selten und besteht aus einer Scheelit, Quarz, Klinopyroxen-Andradit Paragenese, die mit den Granatskarnen des C-Lagers identisch ist. In der Regel ist kein Grossularsaum ausgebildet.

Die stets scheelitfreie Matrix besteht in der Nähe der Einschlüsse meist aus dichtgepacktem Klinopyroxen mit viel Titanit. Häufig ist darauf ein Übergang zu einer schilfigen Aktinolitzone zu beobachten.

Sowohl in der Matrix als auch in den groben Komponenten findet sich Pyrit, Magnetkies und selten Molybdänglanz.

N.KINNANE (1968) beschreibt aus diesem Horizont Wollastonit, der jedoch bei den dieser Arbeit zugrundeliegenden Gesteinen und Schliffen nicht identifiziert werden konnte.

c) Geochemie:

Reine Marmorknauern: W - 5 ppm
Mo - 2 ppm
MgO- 3 %

Repräsentatives Gesamtgestein: W - 850 ppm = 0,1 % WO_3
Mo - 50 ppm

d) Ausgangsgestein:

Die meist gerundeten, grobklastischen Komponenten sind als ehemalige Konglomerate zu interpretieren.
Eingestreute eckig-kantige Psephite deuten auf kurzen Transportweg hin. Grösstenteil handelt es sich um umgelagertes, karbonatreiches Material aus dem Liegenden (gebänderte Liegendschichten und C-Lager). Dies gilt auch für die meisten der scheelitführenden Gerölle. Im Anstehenden lässt sich der klare Beweis führen, dass diese keinesfalls nur dann vererzt sind, wenn sie untereinander und mit dem C-Lager durch Quarzadern in Verbindung stehen, wie es A.EDWARDS et. al. (1956) und R.LARGE (1969) behaupteten. Die dichte Matrix wurde von A.EDWARDS et.al. (1956) als ehemaliger dolomitischer Ton gedeutet.

R.LARGE (1969) versuchte den oben beschriebenen Metakonglomerathorizont mit den Konglomeraten der City of Melbourne Bay (Vgl. S.10) zu korrelieren (Vgl.Fig.9). Diese Möglichkeit ist nicht auszuschliessen, wenngleich neben tektonisch-stratigraphischen Gründen auch aus lithofaziellen Gründen Bedenken

bestehen. Beispielsweise bestehen die scheelitfreien Gerölle der City of Melbourne Bay-Konglomerate fast ausschliesslich aus kieseligem Material, die des Hangendmetakonglomerats im Tagebau dagegen vorwiegend aus Karbonatmaterial.

2.8 Hangendmetapelite: (hanging wall hornfels) ca. 30 m

a) Vorkommen:

Auf das Hangendmetakonglomerat folgen mit deutlich welliger, diskordanter Unterfläche die hangenden Metapelite. Sie bauen grosse Teile der Terrassen auf der Hangend (=Süd) -seite der Grube auf, sind jedoch auch - entlang der Zentralverwerfung abgeschleppt - auf der Liegend (=Nord) -seite weit verbreitet. Die Mächtigkeit scheint von Ost (30 m) nach West (50 m) zuzunehmen, jedenfalls konnte in der Südwestecke weder eine antithetische Verwerfung noch ein extrem flaches Schichtfallen nachgewiesen werden, wodurch auf andere Weise grössere Ausstrichsbreiten erzielt werden könnten.

b) Lithologie:

Es handelt sich um einen einheitlichen, dichten, dunkelgrauen bis schwarzen Hornfels. Nur selten ist an dünnen grünlichen Bändern die chemalige Schichtung zu erkennen. Schiefrige Varietäten haben sich nur in der unmittelbaren Umgebung von Verwerfungen entwickelt. Zahlreiche Aplitgänge durchschlagen mit scharfer Grenze die Hornfelse. Auf den untersten Metern weisen kleine eckige Fragmente auf anfangs noch unruhiges Sedimentationsmilieu hin.

U.d.M. zeigt sich ein verschränktes und ineinandergreifendes Gefüge ohne erkennbare Richtungshäufung. Xenomorpher oder tafeliger, dunkelbrauner Biotit sowie fein- bis langstengeliger oder rautenförmiger, dunkelgrüner Aktinolit bilden die Hauptgemengteile. Das gegenseitige Verhältnis ist meist zu gleichen Teilen ausgewogen, kann aber stark variieren. In manchen Schliffen fehlt Aktinolit vollständig, andererseits aber können dünne, parallele Bänder an Biotit verarmt sein. Dies deutet auf primäre Unterschiede im Ionenangebot während der Metamorphose und damit auf alten sedimentären Lagenbau hin. Zwischen dem Biotit-Aktinolitnetzwerk liegt albitreicher Plagioklas, der wegen seiner Feinstkörnigkeit nur an Hand von Achsenbildern, an der gelegentlichen Verzwilligung oder schwachen Serizitisierung vom angrenzenden Quarz zu unterscheiden ist.
Massenweise findet sich fleckiger bis kubisch-idiomorpher Magnetit, Titanit fehlt.

c) Geochemie:

W - 2 - 30 ppm 5 Proben
Mo - 2 - 5 ppm "

d) Ausgangsgestein:

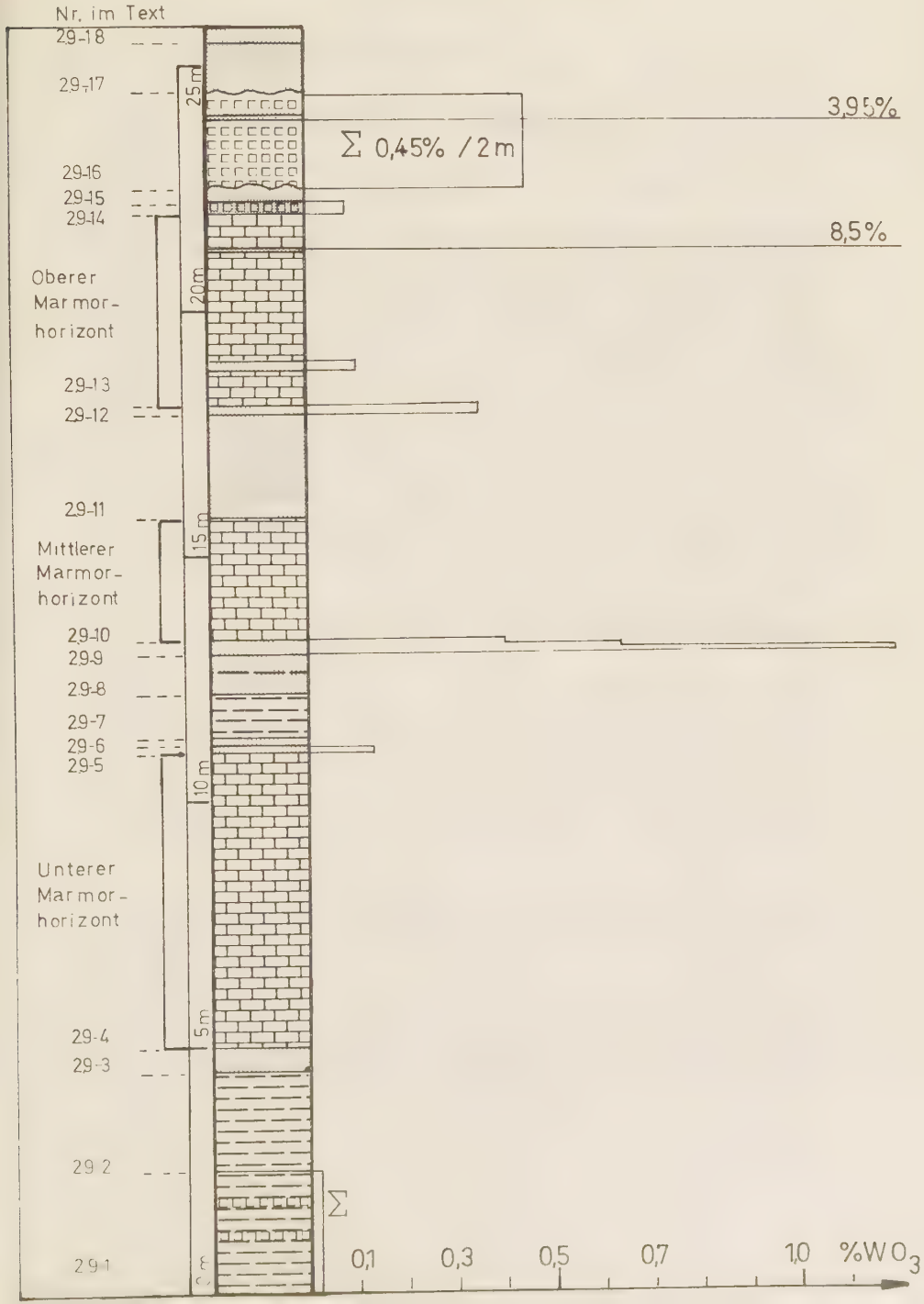
Der besprochene Quarz-Aktinolit-Biotit Hornfels ist durch Kontaktmetamorphose eines pelitischen Sediments hervorgegangen.

2.9 B-Lager: (B - lens) 26 - 28 m

a) Vorkommen:

Die Gesteine des B-Lagers stehen zwischen der 12. und der 14. südlichen Terrasse an. In der Südostecke des Tagebaues schneidet eine langgezogene Abschiebung die Schichten ab (Vgl. Profil D, Profiltafel). Zahlreiche Querverwerfungen zerlegen das B-Lager in einzelne Blöcke.

Fig.: 5 Schematisches Säulenprofil und Wolframgehalte
B-Lager, Tagebau King Island/Tas . Maßstab 1 : 100
Signaturen Vgl. Fig.: 4



b) Übersicht:

Auf die einförmig ausgebildeten Hangendmetapelite folgt konkordant eine intensive Wechsellagerung der unterschiedlichsten Gesteine, wobei drei mächtige Marmorbänke dominieren. Die genau untersuchte Schichtfolge ist zusammen mit den jeweiligen WO_3-Gehalten auf Fig.5 dargestellt. Wenige cm bis dm mächtige Horizonte führen Scheelit, teilweise in erheblichen Konzentrationen (bis zu 8,5 % - WO_3). Wegen der geringen Mächtigkeit ist jedoch aus dem B-Lager nur in Ausnahmefällen die Förderung zu verantworten. Gelegentlich werden nach dem Ableuchten des Sprengguts am Vorabend einige Lastwagenladungen Haufwerk der Produktion beigegeben. Die Bezeichnung B-Lager ist demnach nicht aus wirtschaftlichen Gründen erfolgt. Das B-Lager umfasst alle Gesteine - auch die unvererzten - zwischen den Hangendmetapeliten (Vgl. 2.8, S. 51) und den Hangendmetavulkaniten (Vgl. 2.10, S.70).

Es ist ausdrücklich zu betonen, dass die nachfolgend beschriebene Schichtfolge streng genommen nur für das Profil auf der Südseite des Tagebaues für die Zeit vom Oktober 1970 gilt. Auf grössere streichende Entfernungen können Schichtverzahnungen und lithologische Unterschiede auftreten.

Im Ostabschnitt der Grube, wo ebenfalls Schichten des B-Lagers anstehen, konnte wegen der täglichen Spreng- und Abbauarbeiten kein genaues Profil aufgenommen werden. Mit Hilfe der drei Marmorleitbänke konnte jedoch auch dort die schichtkonkordante Vererzung in denselben stratigraphischen Niveaus wie auf der Südseite festgestellt werden.

c) Beschreibung der Schichtfolge:

2.9 - 1. Scheelitführende gebänderte Hornfelse: 2,50 m

a) Lithologie:

Das B-Lager setzt mit einem Gestein ein, das durch seinen bunten, raschen, linsigen bis schichtigen Lagenwechsel ins Auge fällt. Helle bis braune (plagioklas- und grossular-reiche), verdickte und eingeschnürte (boudinierte ?) Lagen werden abgelöst von mm bis cm breiten grünschwarzen (pyroxen-reichen) Bändern. Sedimentäre Kleinfalten sind zu erkennen.

U.d.M. sind zunächst Bänder mit unterschiedlichen Anteilen an getrübtem Plagioklas sowie an Grossular und breitem, tafeligem Klinopyroxen zu beobachten. Darin findet sich akzessorisch Titanit, Epidot und gelegentlich Scheelit.

Diese Bänder wechseln ab mit scheelitfreien Zonen, die sich aus feinstkörnigen Klinopyroxenen, Plagioklas sowie Titanit und Magnetkies zusammensetzen.

b) Geochemie:

W - in Dimensionen von 100 ppm integriert über die Gesamtmächtigkeit.

Mo - 30 ppm, Ni - 31 ppm, Cr - 57 ppm, TiO_2 - 2,0 %

2.9 - 2. Albit-Biotit-Hornfels: 2 m

a) Lithologie:

Es handelt sich um einen schwarzen Hornfels in dünnschichtiger bis schieferiger Ausbildung, der den Hangendmetapeliten sehr ähnelt.

U.d.M. baut sich der eintönige Schliff fast ausschliesslich aus feinstem, ungeregeltem Biotit sowie Albit und Quarz auf. Die ehemalige Schichtung lässt sich an Hand von opakfreien und opakreichen (Magnetit) parallelen Lagen erkennen.

b) Geochemie:

W - 5 ppm
Mo - 10 ppm

2.9 - 3. Klinopyroxenhornfels: 45 cm.

a) Lithologie:

Das grüne Gestein ist stark verwittert; es sind lediglich Magnetkiesschmitzen zu identifizieren.

U.d.M.: Als einziger Gemengteil findet sich feinstkörniger, hypidiomorpher Klinopyroxen.

b) Geochemie:

W - 40 ppm
Mo - 5 ppm
Ni - 29 ppm
Cr - 20 ppm
TiO_2 - 0,41 %

2.9 - 4. Unterer Marmorhorizont: 6 m

a) Lithologie:

Die untersten Partien bestehen zunächst aus einem feingeschichteten bis plattigen Marmor. Darüber folgt ein massiger, mittel- bis grobkörniger, grauer Marmor, der manchmal feine Graphitlagen und etwas Magnetkies enthält. Recht häufig sind

diskordante, grünliche (pyroxenhaltige) Kalzitadern festzustellen, die etwas mobilisierten Scheelit führen können.

U.d.M. ist ein buchtig verzahntes Gefüge aus ungleichkörnigem Karbonat zu sehen. Massenweise kommt feinster, idiomorpher, kräftig grün gefärbter Spinell (Herzynit) sowie skelettförmiger Forsterit vor. Gelbbraun gefärbte, stark pleochroitische Mineralien gehören der Chondroditgruppe an. Ihre Doppelbrechung weicht kaum von der der Olivine ab, selten sind in den Körnern Zwillingslamellierungen ausgebildet.

Am Kontakt zum Hangenden, aber auch zu den bereits erwähnten diskordanten Gängchen, treten mm breite Säume von wirrfaserigem, farblosem Magnesiumchlorit (Charakter der Hauptzone positiv, normale Interferenzfarben) auf. Möglicherweise entstanden aus Olivin Chrysotil, erkennbar an der Maschenstruktur. In Schliffen von Gesteinen aus der Basis des unteren Marmors macht sich Phlogopit breit.

b) Geochemie:

W	- 10	- 40	ppm	3 Proben
Mo	- 5	- 40	ppm	3 Proben
MgO	- 7,8	%		
Bi	-	200	ppm	
Sb	-	220	ppm	

2.9 - 5. Scheelitführender Klinopyroxen-Granat-Fels: 13 cm

a) Lithologie:

Auf den unteren Marmorhorizont folgt mit schwachen Diskordanzerscheinungen ein geringmächtiger, grüner, dichter Horizont. Die Scheelitführung nimmt von oben nach unten ab.

U.d.M. ist der Kontakt zum Marmor (genauer gesagt zu einer Chloritübergangszone) scharf. Es schliessen sich unregelmässig geformte Bereiche an, in denen entweder Klinopyroxen oder aber xenomorpher Granat vorherrscht.

0,1 - 0,2 mm grosse Scheelitkörner sind meist mit Granat vergesellschaftet, Zwickel werden mit Kalzit und schlauchförmigen Serpentinmineralien gefüllt.

b) Geochemie:

W - 850 ppm ∅ - Gehalt

Mo - 30 ppm

2.9 - 6. Grammatit-Phlogopit-Hornfels: 16 cm

a) Lithologie:

Als nächstes folgt ein graugrünes, dichtes, massiges Gestein. Mit freiem Auge sind lediglich Glimmerschüppchen auszumachen.

U.d.M. zeichnet sich eine eisenarme Paragenese ab. Die Grundmasse bilden streifige, farblose, selten verbogene Phlogopittafeln. Darin liegt - sehr oft regellos verteilt - je nach Schnittlage länglich bis rautenförmiger - Grammatit.

b) Geochemie:

W - 20 ppm

Mo - 2 ppm

Ni - 738 ppm

Cr - 1830 ppm

TiO_2 - 0,23 %

2.9 - 7. Flaseriger Biotitfels: 90 cm

a) Lithologie:

Im Handstück sind spindelig ausgezogene Flasern zu erkennen. Das grünbraune Material ist stark verwittert.

U.d.M. finden sich fast ausschliesslich streifige, oft verbogene, tafelige Pakete. Die Eigenfarbe wechselt von grün bis hellbraun. Bleichungserscheinungen sind festzustellen. Es handelt sich um Mineralien der Biotit bis Hydrobiotitreihe, welche auf optischem Weg nicht genau zu identifizieren sind. Daneben kommt selten Pyrit vor.

b) Geochemie:

W - 30 ppm
Mo - 5 ppm
Ni - 24 ppm
Cr - 50 ppm
TiO_2 - 0,15 %

2.9 - 8. Klinochlor-Phlogopit-Klinopyroxen bzw. Biotit-Hornfels: 80 cm

a) Lithologie:

Im Handstück ist ausser einem graugrünen, glimmerhaltigen, dichten Gestein wenig festzustellen.

U.d.M. herrschen in Schliffen aus den unteren Partien der Schicht zerbrochener, amöbenartiger, buchtig verzahnter Klinopyroxen vor. Sein Relief hebt sich deutlich aus der Umgebung von breiten Phlogopittafeln (farblos, kleiner Achsenwinkel) ab. Auf Kosten der Phlogopite wächst Klinochlor (niedrige, grauschwarze Interferenzfarben), der oft noch Spindeln und Streifen des verdrängten Minerals enthält.

In Schliffen aus den oberen Partien der Schicht bestimmt ein wirres Schilf von grünem, pleochroitischem Aktinolit neben braungefärbtem Biotit das Bild.

b) Geochemie:

W - 40 ppm
Mo - 5 ppm
Ni - 937 ppm
Cr - 2300 ppm
TiO_2 - 0,16 %

2.9 - 9. Scheelitführender Granat-Klinopyroxen-Fels: 30 cm

a) Lithologie:

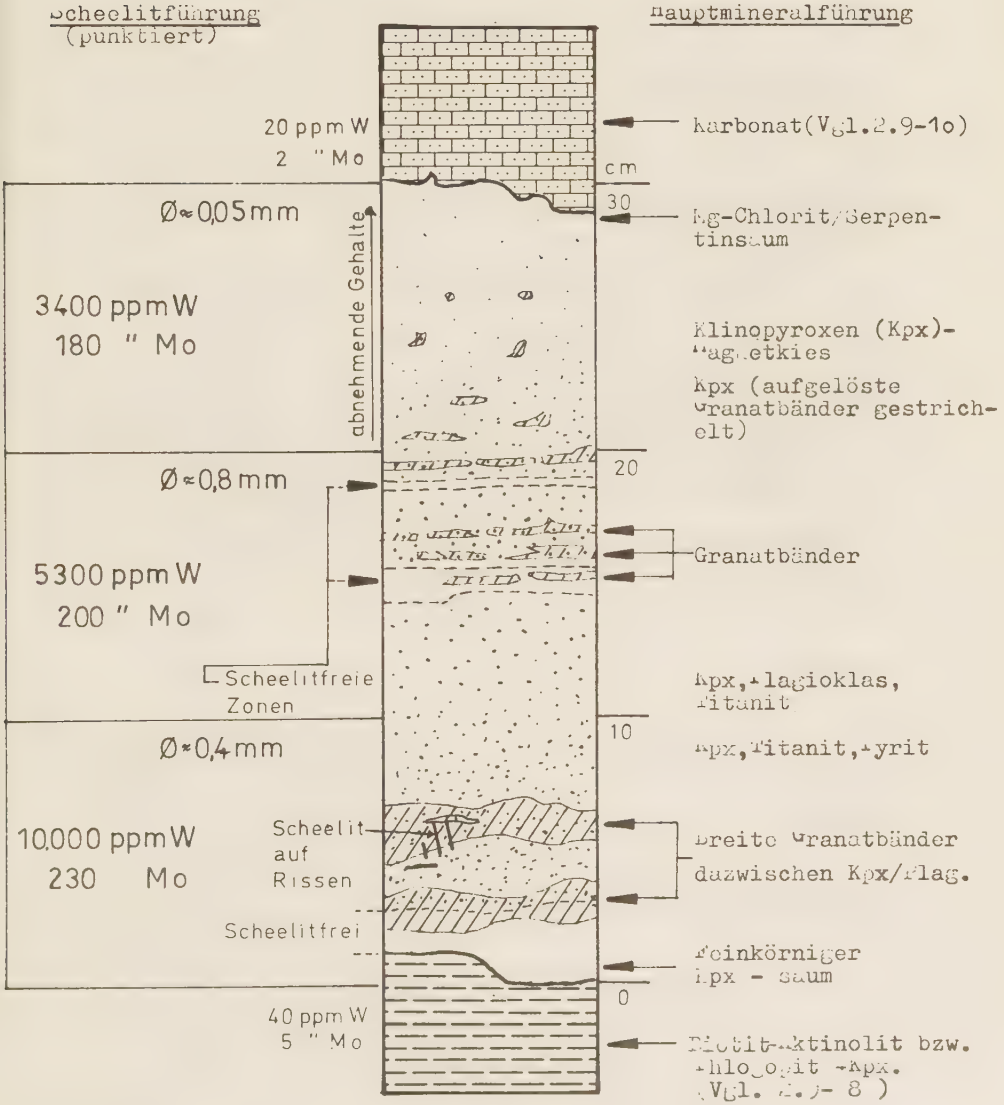
Als nächstes Schichtglied folgt ein scheelitreicher, 30 cm mächtiger, in sich gegliederter Horizont. Der Kontakt zum Liegenden wie auch zum Hangenden ist scharf, jedoch ungeradlinig ausgebildet. Mit freiem Auge ist ausser einigen unregelmässig begrenzten Granatlagen kaum eine weitere Identifizierung möglich. Quer über das Profil verteilt wurden daher acht Dünnschliffe angefertigt und mikroskopisch untersucht. Die Ergebnisse sind untenstehend sowie im Detailprofil (Vgl.Fig.6) verzeichnet.

U.d.M.:

Die Grenze zum Liegenden wird von einem 1 cm breiten Saum eingenommen, der aus feinstkörnigem Klinopyroxen besteht. Es folgen Lagen, die reich sind an idiomorphem Klinopyroxen, die durch eine Grundmasse aus weitgehend zersetzten Plagioklasen zusammengehalten werden.

Dazwischen schieben sich subparallele Bänder aus dicht wirkendem Granat, der häufig Körner und Schmitzen von Klinopyroxen umschliesst. Die Fortsetzung bildet eine etwa 9 cm breite granatfreie Zone, in der Klinopyroxen neben zersetztem Feldspat, idiomorphem Titanit und Pyrit überwiegt.

Fig.: 6 Detailprofil des unter 2.9-9 beschriebenen, scheelitführenden Granat-Klinopyroxenfelses. Maßstab 1 : 2



Darüber treten im alternierenden Wechsel Lagen mit Klinopyroxen und durchhaltende Bänder mit Granat auf.

Noch höher im Profil beginnen sich die Granatlagen immer mehr in einzelne xenomorphe Körner aufzulösen, die dann isoliert im fast reinen Klinopyroxenpflaster "schwimmen", um schliesslich ganz zu verschwinden.

Die Scheelitführung setzt schlagartig etwa 3 cm oberhalb des Liegendkontaktes an der Obergrenze des untersten breiten Granatbandes ein. Scheelit kommt sowohl in den Granat- als auch in den Klinopyroxenzonen vor! Die Wolframkonzentration (und parallel dazu auch die Molybdänkonzentration) nimmt stetig zum hangenden Marmorhorizont (Vgl. 2.9 - 10) hin ab (Vgl.Fig.6).

Im mittleren Teil des Profils sind zwei schmale scheelitfreie Bereiche zu erkennen, die sich in ihrer Silikatparagenese (Granat bzw. Klinopyroxen) nicht von der scheelithaltigen Umgebung unterscheiden.

Kleine, diskordante, fiederförmige Risse im untersten Drittel des Profils sind durch aneinandergereihte Scheelitkörner gefüllt. Während jedoch der fein verteilte, "gesprenkelte" Scheelit gelb fluoresziert, leuchtet der "junge", mobilisierte Aderscheelit unter der UV-Lampe weissblau auf.

Die Korngrössen des Scheelits variieren beträchtlich von durchschnittlich 0,4 mm im unteren Drittel, über 0,8 mm in der Mitte, bis zu 0,05 mm am Hangendkontakt.

b) Geochemie:

Oberes Drittel (je 10 cm)	W - 3400 ppm,	Mo - 180 ppm
Mittleres " "	W - 5300 ppm,	Mo - 200 ppm
Unteres " "	W - 10000 ppm,	Mo - 230 ppm

Gesamtgestein: Ni - 36 ppm, Cr - 45 ppm, TiO_2 - 0,25 %

2.9 - 10. Mittlerer Marmorhorizont: 2,50 m

a) Lithologie:

Der mittlere Marmorhorizont liegt als eine kompakte, massige Bank vor. Das hellgraue Gestein erscheint relativ rein, es enthält keine diskordanten Pyroxenadern wie der untere Marmorhorizont.

U.d.M. dominiert ein gleichkörniges, schwach verzahntes Karbonatgefüge, am Liegendkontakt ist unregelmässig Magnesiumchlorit eingelagert. Auf den Korngrenzen sitzen Forsterit und Klinopyroxen auf. Recht häufig findet sich grüner idiomorpher Spinell.

In einem Schliff sind massenweise schlanke Nadeln zu beobachten, die sich zu radialstrahligen Gebilden bündeln können und dann an Turmalinsonnen erinnern. Besonders auffallend ist der starke Dichroismus (von olivbraun bis dunkelgrün) der Körner. Rautenförmige Querschnitte und der Achsenwinkel ($2\,Vx = 75^{\circ}$) legen den Schluss nahe, dass es sich dabei möglicherweise um Ferroaktinolit handelt.

Nur selten kommen Mineralien der Chondroditgruppe vor.

b) Geochemie:

W - 20 ppm

Mo - 2 ppm

Bi - 180 ppm

Sb - 270 ppm

2.9 - 11. Biotit-Aktinolit-Hornfels: 2,10 m

a) Lithologie:

Die Lithologie gleicht im Handstück und u.d.M. dem unter 2.9 - 8 beschriebenen Gestein.

b) Geochemie:

W - 60 ppm
Mo - 15 ppm
Ni - 843 ppm
Cr - 2100 ppm
TiO_2 - 0,25 %

2.9 - 12. Scheelitführender Klinopyroxenfels: 21 cm

a) Lithologie:

Im Handstück liegt grünliches, dichtes Material vor.

U.d.M. drängt sich dicht an dicht frischer, idiomorpher Klinopyroxen. Dazwischen kommt Hellglimmer, Karbonat, Klinozoisit und 0,5 mm grosser, xenomorpher Scheelit vor. Häufig ist Magnetkies, seltener Titanit zu sehen.

b) Geochemie:

W - 3000 ppm
Mo - 40 ppm
Ni - 74 ppm
Cr - 50 ppm
TiO_2 - 0,15 %

2.9 - 13. Oberer Marmorhorizont mit zwei scheelitreichen Lagen: 3,90 m

a) Übersicht:

Der obere Marmorhorizont ist im Gegensatz zu den unteren und mittleren Marmorbänken des B-Lagers in sich gegliedert. Er wird 70 cm oberhalb der Liegendgrenze durch eine 20 cm mächtige, scheelitführende Schicht und wiederum 70 cm unter-

halb der Hangendgrenze von einer 4 cm mächtigen, scheelitreichen Einschaltung unterbrochen. Diese beiden Horizonte werden im Anschluss unter 2.9-131/2.9-132 gesondert besprochen.

b) Lithologie:

Die Karbonatgesteine selbst bilden kompakte, dicke Bänke, jedoch ist an Hand von alternierenden schwarzen (magnetkiesreichen) und hellen Bändern eine gewisse Feinschichtung abzulesen.

U.d.M. ist xenomorphes, verzahntes Karbonat mit gelegentlichen magnetkiesreichen Lagen zu ermitteln.

c) Geochemie:

W - 15 ppm
Mo - 10 ppm
Bi - 110 ppm
Sb - 180 ppm

2.9 - 131. Untere scheelitführende Lage im oberen Marmorhorizont: 20 cm

a) Lithologie:

Es handelt sich um einen grünen, scheelitführenden Klinopyroxenfels, dessen lithologische Zusammensetzung dem Gestein im unmittelbaren Liegenden des Marmors (Vgl. 2.9-12, S. 62) entspricht.

b) Geochemie:

W - 1055 ppm relativ gering
Mo - 460 ppm relativ hoch !

2.9 - 132. Obere scheelitführende Lage im oberen Marmorhorizont: 3-4 cm

a) Übersicht:

Auf der 13. südlichen Terrasse war 70 cm unterhalb der Hangendgrenze der oberen Marmorbank des B-Lagers über die gesamte Wandhöhe auf einer streichenden Länge von 7 - 8 m eine etwa 3 - 4 cm mächtige, schichtkonkordante scheelitreiche Lage durchzuverfolgen. Wegen der geringen Mächtigkeit ist diese Lage inmitten des mächtigen, tauben Marmors lediglich von wissenschaftlich-genetischem Interesse.

b) Lithologie:

Die Schicht ist zunächst gekennzeichnet durch eine feinwellige Ober- und Untergrenze. Im wesentlichen besteht die Lage aus grünem Klinopyroxen mit sehr reichen Konzentrationen an Scheelit. Lateral erfolgt eine gewisse Verzahnung mit granatreichen Partien, die relativ wenig Scheelit führen.

U.d.M. erkennt man am scharfen Kontakt zum Marmor einen etwa 1 cm breiten Saum aus wirrfaserigen, verfilzten Aggregaten und Büscheln von Magnesiumchlorit (gerade Auslöschung, grauschwarze Interferenzfarben). Von den reichlich vorhandenen Opakmineralien ist Leukoxen an der rötlich durchscheinenden Farbe bei eingeklappter Kondensorlinse zu erkennen.

Innerhalb der Lage herrscht frischer, idiomorpher, blassgrün gefärbter Klinopyroxen vor. Die beginnende Uralitisierung führt zum teilweisen Ersatz durch Aktinolit. Die Pyroxene sind hauptsächlich Ferrosalite. Von Schliff zu Schliff findet sich in unterschiedlichen Mengen Plagioklas, teilweise mit idiomorphen Korngrenzen und starker Serizitisierung.

Massenweise ist 0,2 - 0,5 mm grosser, idiomorpher, rautenförmiger Titanit eingelagert. Offenbar enthält dieser Thorium (Vgl. E.TRÖGER 1967, S. 331), da besonders an aktinolitischen

Nachbarmineralien breite pleochroitische Höfe zu bemerken sind. Scheelit findet sich entweder in amöbenartigen oder idiomorphen, relativ grossen (0,2 - 1 mm) Körnern. Er umschliesst bisweilen Klinopyroxen, Titanit, selten ehemalige Plagioklase.

Ein Schliff aus den Granatpartien zeigt eine Paragenese wie sie für die Erze des C-Lagers typisch ist. Es herrschen idiomorphe, zonargebaute Andradite vor. Sie enthalten poikilitische Einschlüsse von Klinopyroxen, Kalzit und feinstem Scheelit. Zwischen den scharfkantigen Granatzwickeln kommen Klinopyroxen, Kalzit, Quarz und Scheelit vor.

c) Geochemie:

W - 7,1 % = 8,5 % WO_3 Reichstes Erz der Grube!

Mo - 0,18 %

Bi - 55 ppm

Ni - 57 ppm

Sb - 100 ppm

Cr - 30 ppm

TiO_2 - 0,7 %

2.9 - 14. Scheelitführender Granat-Klinopyroxen Fels: 25 cm

a) Lithologie:

Auf den oberen Marmorhorizont folgt eine 12 cm mächtige Lage aus sich auflösenden Granatbändern und dazwischengeschalteten pyroxenreichen Schichten. Darauf wiederum schliesst sich eine 13 cm mächtige Bank an in der Granat fast ganz zurücktritt. Das gesamte Profil enthält einige mm - bis cm - breite scheelitführende Bänder.

U.d.M. überwiegt in einem Schliff aus der unteren Hälfte des Gesteins bereichsweise xenomorpher, homogener Granat oder aber idiomorpher, wenig uralitisierter Klinopyroxen mit etwas Plagioklas.

Scheelit ist meist in hypidiomorphen Körnern zwischen den Granaten ausgebildet.

Ein Schliff aus der oberen Hälfte des Horizonts zeigt als Hauptgemengteil idiomorphen Klinopyroxen. Daneben tritt idiomorpher Plagioklas auf. Weiterhin kommt xenomorpher Scheelit und etwas Titanit vor.

b) Geochemie:

Obere Hälfte W - 500 ppm, Mo - 50 ppm

Untere Hälfte W - 745 ppm, Mo - 70 ppm

Gesamthorizont: Ni - 38 ppm, Cr - 49 ppm, TiO_2 - 0,56 %

2.9 - 15. Aktinolithornfels: 30 cm

a) Lithologie:

Als nächst höheres Schichtglied im Profil des B-Lagers folgt ein dichtes, hell- bis mittelgraues Gestein.

U.d.M. tritt als einziger Hauptgemengteil Aktinolit in breiten, ungeregelten Idioblasten oder feinstengeligen Aggregaten auf. Dazwischen liegen selten Tafeln farblosen Glimmers. Der Schliff ist gespickt mit fetzigem Magnetkies, der manchmal mit idiomorphem, grünen Spinell vergesellschaftet ist.

b) Geochemie:

W - 45 ppm

Mo - 40 ppm

Ni - 773 ppm

Cr - 2800 ppm

TiO_2 - 0,25 %

2.9 - 16 Scheelitführender, gebänderter Granat-Klinopyroxen-Fels: 2 m

a) Übersicht:

Innerhalb des B-Lagers ist einzig und allein der nachfolgend beschriebene, scheelitführende Granat-Klinopyroxen-Fels wegen seiner Mächtigkeit von 2 m von wirtschaftlichem Interesse. Die Wolframgehalte bewegen sich an der Grenze der Bauwürdigkeit. Alle anderen bisher erwähnten scheelitführenden Lagen sind viel zu schmal, um für den Abbau in Erwägung gezogen zu werden.

b) Lithologie:

Das Gestein ist gekennzeichnet durch einen Wechsel von cm-breiten hell- bis dunkelbraungefärbten (granat-scheelit-reichen) und grüngefärbten (pyroxenreichen) Lagen. Seltener schalten sich schwarzgraue (chloritreiche) Linsen dazwischen. Die Granatbänder sind manchmal verbogen und zerbrochen. An der Aufschlusswand entsteht bisweilen der Eindruck als zeichne die Metamorphose alte sedimentäre bis frühdiagenetische Gefügeeigenschaften nach.

Im Mittelteil des Profils finden sich dunkelgrün-graue Gesteine in lagenparallel gestreckten, geringmächtigen (5-10 cm), knauerigen (boudinierten ?) Formen, die reiche Scheelitgehalte aufweisen. Über den gesamten Horizont verteilt tritt Scheelit auf schmalen Klüften auf.
Die Ober- und Untergrenze des Schichtpaketes ist wellig unregelmässig ausgebildet.

U.d.M. nehmen die Lagen, die aus einem Mosaik von reinem, gleichkörnigem Klinopyroxen bestehen, die grössten Flächen ein. Neben Klinopyroxen kommt reichlich Titanit, Plagioklas-Hellglimmer vor. Diese Lagen werden abgelöst von Bändern, in denen Andradit mit erkennbarem Zonarbau vorherrscht.

Die Scheelitführung ist hier auf die Paragenese mit Granat beschränkt, die reinen Pyroxenlagen sind stets frei davon. Bisweilen sind schmale Linsen aus einer Grundmasse von feinstem graugrünem Magnesiumchlorit aufgebaut. Daraus hebt sich mit deutlichem Relief Klinopyroxen und Titanit ab.

Ein Schliff aus den oben erwähnten, scheelitreichen Knauern zeigt als Hauptgemengteil idiomorphen, blassbraungefärbten Klinopyroxen ferrosalitischer Zusammensetzung.

Die randliche Uralitisierung ist mehr oder minder weit fortgeschritten. Scheelit bildet in diesem Reicherz einen wesentlichen Bestandteil. Die Körner sind durchschnittlich 0,5 mm gross und nur selten idiomorph, meist jedoch lappig ausgebildet. Häufig kommt auch bis zu 1 mm grosser Titanit vor.

c) Geochemie:

Durchschnittsgehalte Gesamtgestein:

W - 3700 ppm = 0,45 % WO_3 Bi - 80 ppm

Mo - 300 ppm Sb - 100 ppm

Reicherzknauern: 3,95 % WO_3

Ni - 45 ppm, Cr - 40 ppm, TiO_2 - 0,6 %

2.9 - 17. Aktinolithornfels: 1 m

a) Lithologie:

Sehr ähnlich dem unter 2.9-15 beschriebenen Gestein (Vgl. S. 66).

b) Geochemie:

W - 20 ppm

Mo - 15 ppm

2.9 - 18. Aktinolit-Biotit-Hornfels: 30 cm

a) Lithologie:

Den Abschluss des B-Lagers bildet ein rötlichbraunes, dichtes Gestein, in dem makroskopisch lediglich einzelne Glimmerschüppchen zu identifizieren sind.

U.d.M. besteht die Grundmasse aus xenomorphen, breiten Biotiten, die ungeregelt von schlanken Aktinolitnadeln durchspiesst sind. Dazwischen findet sich in wechselnden Mengenanteilen etwas Feldspat und Quarz.

b) Geochemie:

W - 30 ppm
Mo - 35 ppm
Ni - 835 ppm
Cr - 70 ppm
TiO_2 - 0,37 %

c) Ausgangsgesteine des B-Lagers:

Die metamorphen Schichten des B-Lagers sind teilweise aus kalkig-dolomitigen, zum Teil auch aus mergeligen und feinklastischen Sedimenten hervorgegangen. Inwieweit auch vulkanogenes Ausgangsmaterial beteiligt war, lässt sich nicht mehr im einzelnen festlegen. Besonders die aktinolitreichen Einschaltungen weisen hohe Nickel- oder Chromgehalte auf, die jedoch nur mit relativ niedrigen TiO_2-Gehalten korrespondieren, so dass kein einwandfreier Nachweis von Orthomaterial möglich ist.

d) Scheelitführung des B-Lagers:

Die Scheelitvererzung tritt innerhalb des B-Lagers nur in wenigen eng begrenzten Horizonten, inmitten, am Rande oder ausserhalb von mächtigen Marmorbänken auf (Vgl.Fig.5). Während im C-Lager das Auftreten von Scheelit auf die Paragenese mit Andradit beschränkt blieb, ist Scheelit im B-Lager auch mit Titanit-Klinopyroxen vergesellschaftet.

2.10 Hangendmetavulkanite: (volcanics) min. 300 m

a) Vorkommen:

Die Hangendmetavulkanite stehen auf den oberen Terrassen der Südostecke des Tagebaues an. Die Gesamtmächtigkeit ist unbekannt, jedoch erbrachten laut N.KINNANE (1968) Bohrungen ausserhalb der Grube mindestens 300 m desselben Gesteins.

b) Lithologie:

Das massige Gestein ist dunkelgrün bis schwarz gefärbt und häufig durch die Verwitterung stark zersetzt. Auf frischen Bruchflächen sind nadelige und schuppige Komponenten zu erkennen. Manchmal ist das Material mit braunen Tupfen (Olivin) übersät (sog. spotted volcanics).

U.d.M. ist meist ein porphyrisches Gefüge zu beobachten. Etwa 2 mm grosse, in sich stark zerbrochene reliktische Olivine (Forsterit) liegen in einer feinen Matrix, die fast vollständig aus einem feinen, ineinandergreifenden Filz von farblosem Grammatit und Phlogopit besteht. Der Olivin ist entweder gänzlich oder vom Rand her einsetzend in braune iddingsitische Mineralien umgewandelt; hypidiomorpher bis idiomorpher grüner Spinell findet sich häufig in den Olivinen,aber auch in der

Grundmasse. An Opakanteilen ist Magnetit zu erwähnen. In wenigen Schliffen fehlt Olivin, dafür kommen reliktische, verschränkte Plagioklase vor.

c) Geochemie:

W - 2	- 40 ppm	3 Proben
Mo - 5	- 30 ppm	"
Ni - 60	- 680 ppm	"
Co - 40	- 110 ppm	"
Cr -	840 ppm	1 Probe

Vollanalysen von A.EDWARDS et al (1956): in Gew. %

	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO_2	MnO
I.	48,49	6,27	5,52	5,86	19,76	11,18	0,4	0,21	0,43	0,29
II.	46,53	10,51	0,62	8,27	17,36	10,04	1,90	0,22	0,21	0,16

I. = Kontaktmetamorpher Forsterit-Tremolit Fels, nahe Wharf Point Grassy.

II. =Pikritbasalt, City of Melbourne Bay.

d) Ausgangsgestein:

Reliktischer Mineralbestand und Gefüge sowie die geochemischen Daten sprechen für ein ehemaliges basisches Eruptivgestein. A.EDWARDS et al. (1956) kommen auf Grund oben angeführter, weitgehend übereinstimmender chemischer Analysen zu dem Schluss, dass als Ausgangsgestein nur die von B.SCOTT (1951)

beschriebenen Pikritbasalte der City of Melbourne Bay (Vgl. S.12) und Fig.9) in Frage kommen.

N.KINNANE (1968) glaubt in den olivinführenden, obersten Gesteinen der Grube wiederum Pikritbasalte, in den olivinfreien dagegen Spilite erkennen zu können.

Es besteht kein Grund, sich nicht der einhelligen Meinung aller früheren Bearbeiter in diesem Fall anzuschliessen, trotzdem wurde die neutralere Bezeichnung Hangendmetavulkanite (in Unterscheidung zu den Liegendmetavulkaniten) gewählt.

3. Der Granodioritkontakt:

Die Schichten der metamorphen Minenserie fallen mehr oder weniger steil nach Süden gegen die Flanke des Granodioritstockes (Vgl. S.74) hin ein. Der unmittelbare Kontakt ist im Bereich des Tagebaues nur auf der 11. Sohle in der Südwestecke (Vgl.Karte 2) schlecht aufgeschlossen. Dort lässt sich zumindest für die Hangendmetapelite nachweisen, dass die Gesteine der engsten Kontaktzone keine andere Mineralvergesellschaftung als in kontaktferneren Gebieten zeigen.

Von der Fülle der Kernbohrungen wurden aus wirtschaftlichen Gründen nur wenige bis zum Intrusiv hin abgeteuft, meist wurden bei Erreichen der Liegendschichten die Arbeiten eingestellt. Nur aus acht neueren, zuverlässig vermessenen Bohrungen steht Kernmaterial zur Verfügung (Nr.: 147, 273, 275, 276, 278, 296, 297, 298). Zufälligerweise wurden dadurch Glieder aus der gesamten Schichtfolge der Minenserie am stets ausserordentlich scharfen Granodioritkontakt oder

zu dessen aplitischer Übergangsphase erfasst, wobei sich wiederum die aus dem Anstehenden bekannten Paragenesen wiederholten. Von besonderer Bedeutung ist dabei die Tatsache, dass in drei Bohrungen (Nr. 147, 273, 275) jeweils gut erhaltene, unverdrängte Marmorhorizonte der verschiedenen karbonathaltigen Schichtglieder (gebänderte Liegendschichten, C-Lager, B-Lager) als Grenzgesteine auftreten. Auch hier zeigt sich kein wesentlicher Unterschied zwischen kontaktnahen und kontaktfernen Marmoren:

U.d.M. findet sich naturgemäss als Hauptgemengteil ein schwach verzahntes Mosaik aus Karbonaten. Als Magnesiumträger treten Phlogopit, anderswo Klinopyroxen, wenig Forsterit und bisweilen rundliche, teilweise verzwillingte Chondroditkörner (Vgl.Abb.5) zusammen mit grünem Spinell auf. Bisweilen können klinopyroxenhaltige Äderchen von Magnesiumchlorit begrenzt werden.

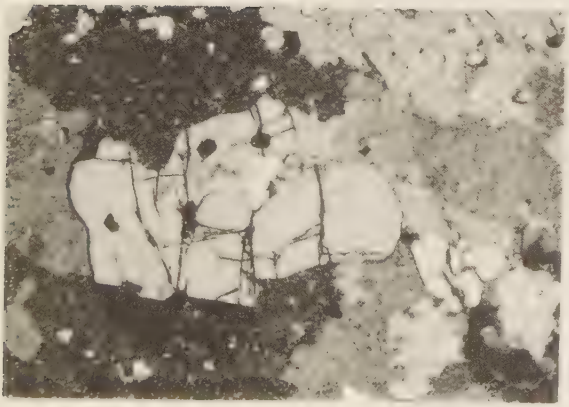


Abb.5
Verzwillingter Chondrodit mit Einschlüssen von Spinell (schwarz) in verzahntem Karbonat.
Kernbohrung 273 / 502 Fuß.
Vergr. 30 x , // Nic.

4. Magmatische- und Ganggesteine:

4.1 Grassy Granodiorit: (granodiorite)

a) Vorkommen:

Südlich von Grassy ist entlang der Küste und auf vorgelagerten kleinen Inseln ein rötlich verwitternder Granodioritstock aufgeschlossen, der bei seinem Aufdringen an der Wende Devon/Karbon (Vgl. I.McDOUGALL & P.LEGGO 1965) die Temperaturbedingungen zur Kontaktmetamorphose der Hüllgesteine schuf. Landeinwärts lässt sich die Verbreitung durch Lesesteine nachweisen und kartographisch der Durchmesser der rundlichen Kuppel auf etwa 5 km festlegen (Vgl. Karte 1).

Im Lagerstättenbereich ist der unmittelbare Kontakt: Intrusiv-Minenserie nur in der Südwestecke auf der 11. Terrasse aufgefahren. Der weitere Tiefenverlauf ist durch Kernbohrungen auf der gesamten Südseite des Tagebaues ermittelt, wobei sich herausstellte, dass die Teufe von West nach Ost zunimmt und der Kontakt relativ steil nach Norden unter die Grube abtaucht. Zahlreiche Gänge granodioritischer Zusammensetzung durchsetzen auf der 12. südlichen Terrasse die dortigen Hangendmetavulkanite; im Südosten ist ein beschränktes stockförmiges Aufdringen festzustellen.

b) Lithologie:

Die Komponenten sind hypidiomorph, mittel- bis grobkörnig ausgebildet, das Gefüge ist meist als porphyrisch zu bezeichnen. Das Gestein setzt sich vor allem aus einem

ineinandergreifenden Mosaik von farblosem Quarz und weissem bis grünlichem Plagioklas zusammen. In dieser äquidimensionalen Grundmasse liegen unregelmässig verteilt rosa, idiomorphe Orthoklaseinsprenglinge (bis zu 5 cm Kantenlänge) sowie kleine Biotitschüppchen (1 - 2 mm).

U.d.M. erkennt man richtungsloses Gefüge.

Modalbestand in Vol % : Quarz 18, Plagioklas 48,8, Alkalifeldspäte 17,7, Biotit 7,3, Hornblende 1,8, Titanit 1,5, Akzessorien 4,9.

Quarz tritt in grossen, ungetrübten, schwach verzahnten Körnern auf Zwischenräumen der Feldspäte oder teilweise schriftgranitisch mit Plagioklas verwachsen auf. Die grossen, an der Verzwilligung erkennbaren Plagioklase zeigen untergeordnet regelmässige, meist jedoch xenomorphe Umrisse. Durch drehkonoskopische Vermessung nach der Zonenmethode von Rittman (Vgl. E.TRÖGER 1967) wurde deren Zusammensetzung als Albit-Oligoklas (An_5-An_{30} Mol %) ermittelt.

Als Umwandlungsprodukte treten sehr häufig faseriger Hellglimmer sowie braune, kryptokristalline, wolkige Verdrängungen auf. Durch Abbau der Anorthitkomponente wird entlang Sprüngen Kalzit fixiert. Die nur schwach serizitisierten Alkalifeldspäte sind repräsentiert durch völlig klare Orthoklase mit deutlicher Spaltbarkeit sowie durch xenomorphe Mikroklinperthite, bei denen undulöses Auslöschen auf das beginnende Stadium der Mikroklingitterung hindeutet. An den Korngrenzen zwischen Plagioklas und Mikroklinperthit, aber auch zwischen benachbarten Kalifeldspäten sind buchtig vorgreifende Myrmekite entwickelt. Breite Biotittafeln mit keilförmig zerfransten Enden stellen die Hauptkomponente der Mafite. Sie sind oft chloritisiert und teilweise in Pennin mit anormal blauen Interferenzfarben umgewandelt. Auf spindelförmigen Ausweitungen entlang von Spaltrissen greifen sowohl Epidot, Titanit als auch Klinozoisit ein. Der Titangehalt mancher Biotitkörner ist bei der Chloritisierung in Form feiner Rutilnadeln als Sagenitgitter festgehalten worden. Oft mit Biotit vergesellschaftet kommt grün gefärbte, schwach pleochroitische Hornblende vor.

An Nebengemengteilen ist Titanit zu erwähnen, der meist in idiomorphen Rauten ausgebildet ist, entweder isoliert vorkommt oder auf Orthit aufsitzt. Die zonar gebauten charakteristischen Orthite sind stark pleochroitisch von dunkelbraun nach olivbraun, sie sind randlich von Epidot begrenzt. Einschlüsse von Zirkon, Apatit kommen häufig vor. Wo Biotit an Orthit angrenzt, ist durch radioaktive Einwirkung ein pleochroitischer Hof entstanden. Idiomorpher Apatit ist in Quer- und Längsschnitten vor allem im Biotit festzustellen. Zirkon ist ebenfalls im Biotit und im Orthit aufzufinden. Opakanteile (Magnetit) sind selten.

c)Geochemie:

ca) Vollanalyse (in Gew.%):

	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	MnO	TiO_2
I	66,46	16,35	0,98	2,48	1,45	3,37	4,31	2,18	0,24	0,24
II	68,04	14,65		2,53	1,58	1,26	2,87	3,88	0,03	0,56
III	63,85	15,84	1,91	2,75	2,07	4,76	3,29	3,08	0,07	0,58

I = Grassy Granodiorit, nach Analyse von A.EDWARDS et al (1956)

II = Bold Head Adamellit, nach Analyse von R.LARGE (1969)

III = Granodiorit Grass Valley/California, nach E.BRINKMANN (1967)

cb) Wolfram-Molybdängehalte:

W - 2 - 20 ppm 6 Proben Ø 5 ppm

Mo - 2 - 10 ppm " Ø 5 ppm

Weder die kontaktnahen noch die kontaktfernen Granodiorit-proben zeigten im Anstehenden oder in Bohrkernen unter der UV-Lampe makroskopisch sichtbaren Scheelit.

Die Durchschnittsgehalte an Wolfram in Biotitgraniten liegen nach Untersuchungen in der UdSSR von G.IVANOWA (1968), in den USA von B.SANDELL (1946) und in Uganda von P.JEFFREY (1959) übereinstimmend bei 1,4 - 1,5 ppm.

Die Wolframgehalte des Grassy Granodiorits liegen somit nicht wesentlich höher als in Graniten allgemein üblich.

Einschränkend muss jedoch festgestellt werden, dass bei drei Proben, die durch Neutronenaktivierung analysiert wurden, wesentlich höhere Werte (330 - 795 ppm) ermittelt wurden.

d) Klassifikation:

Nach E.TRÖGER (1935) und R.BRINKMANN (1967) entspricht die chemische Analyse und der Modalbestand (insbesondere das Plagioklas-Orthoklasverhältnis) der Zusammensetzung eines Granodiorits (Originalgestein Plag: Orthoklas = 2 : 1, Grenzwerte 8-20 Gew. % Orthoklas, 40-52 Gew.% Plagioklas).

Der von R.LARGE (1969) beschriebene "Bold Head Adamellite", besser Quarzmonzonite (Vgl. E.TRÖGER 1935, S. 311) ähnelt texturell und chemisch dem Grassy Granodiorit.

4.2 Helle Ganggesteine: (aplitic dykes)

a) Vorkommen und Form:

Helle Ganggesteine - quarzitischer, aplitischer bis zu pegmatoider Zusammensetzung - treten in allen Lagerstättenbereichen auf. Das beste Beispiel ist ein 6 m breiter Aplitgang, der im östlichen Mittelteil quer durch sämtliche Abbauterrassen zu verfolgen ist, verschiedene Verwerfungen ungestört durchsetzt und sich dann auf der 8. nördlichen Terrasse in kleinen, quarzitischen Adern verliert (Vgl. Karte 2). Die Gänge schneiden meist diskordant das Nebengestein, im Westteil der Grube sind sie jedoch ausgesprochen lagerförmig zwischen die ehemaligen Sedimente eingedrungen. Sehr häufig spalten sich breite Gänge, verzweigen sich, um sich dann einige Meter weiter entfernt wieder zu vereinigen. Bisweilen werden auf diese Weise kleine Schollen des Nebengesteins - brekziert oder undeformiert - eingeschlossen.
Die vorwiegend Nord-Süd gerichteten, steil bis saiger stehenden Gänge können als spätmagmatische Ausfüllungen von Dehnungsfugen gedeutet werden, die bei der Intrusion des Granodiorits aufgerissen waren.

b) Lithologie:

Im Handstück erkennt man fein bis mittelkörnige, helle und rötliche Gesteine, welche hauptsächlich aus Quarz und Feldspat bestehen. Mafische Komponenten fehlen entweder ganz oder treten stark in den Hintergrund. Die Körnigkeit wechselt beträchtlich; es ist jedoch festzustellen, dass breitere Gänge grössere Korndurchmesser aufweisen als schmale Adern.

Auf der 10. westlichen Sohle waren für kurze Zeit pegmatoide Gesteine mit Riesenfeldspäten, Quarz und etwas Muskovit aufgeschlossen. Reine Quarzadern sind relativ selten, sie finden sich vorwiegend in kleinen Apophysen. In allen Fällen ist der Kontakt zum Nebengestein äusserst scharf.

U.d.M. zeigen sich wechselnde Verhältnisse von Plagioklas zu Alkalifeldspat. Normalerweise überwiegt schwach serizitisierter, idiomorpher Oligoklas den xenomorphen klaren Orthoklas. Quarz besetzt Zwischenräume, chloritisierter Biotit kommt selten vor.

c) Wolfram und Molybdängehalte:

W -	5-80 ppm	12 Proben	Ø 10 ppm
Mo -	5-20 ppm	"	Ø 5 ppm

In keinem Teil der Lagerstätte wurde in den Apliten sichtbarer Scheelit festgestellt.
Aus den niedrigen Analysenwerten darf geschlossen werden, dass die Aplite keine Scheelitgehalte aufweisen. Diese Feststellung steht im Gegensatz zu A.EDWARDS et al (1956), die gelegentlich Scheelit im Aplit beobachtet hatten, jedoch die Frage offen liessen, ob es sich dabei um resorbierte Gehalte aus den durchschlagenen Erzlagern handelte oder aber um primären Stoffbestand.

4.3. Lamprophyrgänge: (basic dykes)

a) Vorkommen:

Quer durch sämtliche nördliche Abbausohlen ist in gleichmässiger Breite (1m) ein dunkler Gang zu verfolgen (Vgl. Karte 2). Da auch auf den südlichen Wänden manchmal dieses

Gestein ansteht, dort aber kaum von den Hangendmetapeliten unterschieden werden kann, ist anzunehmen, dass dieser Gang in nordsüdlicher Richtung die gesamte Grube durchsetzt. Schmale Gängchen dieses Typs werden auch im Westteil beobachtet.

Ob die Gänge mit dem devonischen Magmatismus in Zusammenhang stehen, ist nicht erwiesen, jedoch sind sie sicher jünger als der Granodiorit, da dieser an der Küste von dem Lamprophyr durchzogen ist.

b) Lithologie:

Das schwarze, dichte Gestein ist unregelmässig von hellen, idiomorphen Körnern (bis zu 1 cm) durchsetzt.

U.d.M. zeigt sich ein typisch porphyrisches Gefüge. Die Matrix besteht aus schmalen Andesinleisten und xenomorphen Biotitschüppchen und etwas Quarz. Darin liegen regellos verteilt idiomorphe, grünlich bis hellbraun gefärbte, stark pleochroitische, z.T. verzwillingte Hornblendeprismen. Grosse Plagioklaseinsprenglinge sind fast vollständig von Zoisit, Klinozoisit, Hellglimmer ausgefüllt und zeigen deutliche Entkalkungssäume. Als Nebengemengteile treten Titanit, Zirkon und Apatit (im Biotit), diffuses Erz und Leukoxen auf.

c) Wolfram und Molybdängehalte:

W - 5 ppm 2 Proben

Mo - 2 ppm 2 Proben

d) Klassifikation:

Das oben beschriebene Gestein gleicht in Mineralbestand und Gefüge nach H.WILLIAMS et al. (1958) am ehesten einem hornblendereichen, kersantitischen Lamprophyr.

5. Überdeckung:

Der Vollständigkeit halber sei noch auf die quartäre Überdeckung hingewiesen. Es handelt sich um lockere, flachlagernde, quarzreiche Stranddünensande; nur selten ist Kreuzschichtung erkennbar. In kleinen Hohlformen und Kolken des alten Reliefs sammelte sich zuunterst gröberes Material.

Besonders im Süden der Grube erreichen die Sande Mächtigkeiten bis zu 50 m. Um an die darunterliegenden Erze zu gelangen, muss diese Überdeckung mit erheblichem Kostenaufwand entfernt werden.

III. Der Metamorphosegrad der Minenserie und die ehemalige Intrusionstiefenlage des Granodiorits:

Zur Diagnose des Metamorphosegrades der Gesteine im Bereich der Kontaktaureole des Grassy Granodiorits müssen kritische Faziesmineralien und -paragenesen herangezogen werden. Diese sind nach H.WINKLER (1967, S.44 und 66) sowohl Diopsid, neben Kalzit und Quarz (in den Klinopyroxen-Andraditskarnen des C-Lagers), als auch Forsterit neben Kalzit (in den verschiedenen Marmorhorizonten des Tagebaues). Als negative Merkmale können das Fehlen von Orthopyroxenen (Enstatit, Hypersthen) sowie in den karbonatreichen Metamorphiten das Fehlen von Periklas verzeichnet werden. Daraus ergibt sich, dass die Kontaktmetamorphose unter Bedingungen der Hornblende-Hornfels Fazies ablief wie bereits N.KINNANE (1968) und A.EDWARDS et al. (1956), die noch die alte Terminologie "Grünschiefer Fazies" gebrauchten, ausführten.

A.EDWARDS et al. (1956, S.71) glaubten aus dem kontaktnahen Auftreten von Cordierit/Anthophyllit in Kernen der Bohrung 126 einen Übergang zu der, nach diesen Mineralien benannten, Subfazies der Amphibolitfazies erkennen zu können. H.WINKLER (1967, S.68und 76) gibt für das erste Auftreten dieser Paragenese jedoch ebenfalls die Hornblende-Hornfels Fazies an, so dass sich hieraus kein Widerspruch ergibt. Problematisch dagegen ist die Tatsache, dass A.EDWARDS et al. (1956, S. 70) zigarrenförmige Korunde beschreiben, die von Muskovit verdrängt werden und in eine feinkörnige Matrix aus Quarz und Biotit eingebettet sein sollen. Korund ist in seiner Bildungs-

temperatur, laut E.TRÖGER (1967, S.40),weit höher gelegen (Sanidinitfazies) als es die Verhältnisse der Hornblende-Hornfels Fazies zulassen. Die Überprüfung ist nicht möglich, da die Ortsangabe des Korundaufschlusses ungenau ist und dieser nach der Beschreibung von A.EDWARDS et al. (1956) bereits damals unter Halden verschüttet war. Aus der Literatur ist nicht einwandfrei ersichtlich, ob es sich um metamorphe Bildungen, um xenolithische Einschlüsse oder möglicherweise um magmatogene Gesteine handelt.

Eine weitere Einengung der Temperatur-Druck Bedingungen innerhalb der Hornblende-Hornfels-Fazies ist mit Hilfe des Wollastonits zu erreichen. Wollastonit ist nach H.WINKLER (1967, S.37): "erst für die Kalifeldspat-Cordierit Fazies typisch". Er kann aber auch "im höhertemperierten Bereich der Hornblende-Hornfels Fazies auftreten, und zwar nur dann, wenn der Gasdruck niedrig war, wenn also die Intrusion ziemlich seicht war", was in diesem Fall zutrifft,wie noch auszuführen sein wird.

In diesem Zusammenhang ist der Tatsache grosse Bedeutung zu schenken, dass die Wollastonitführung auf die gebänderten Liegendschichten, und auch dort nur auf bestimmte Bereiche beschränkt zu sein scheint. Wollastonit ersetzt nur dann primäre Karbonatlagen, wenn diese Dicken von 0,5 - 1 cm nicht übersteigen und überdies durch silikatreiche Lagen in ähnlicher Stärke voneinander getrennt waren. Werden die Karbonatbänder mehrere Zentimeter mächtig, so bleibt ein mehr oder minder reiner karbonatischer Kern bestehen, der beidseitig begrenzt ist von dünnen Wollastonitzonen. Bei noch breiteren Marmorbänken fehlt der Wollastonitsaum entweder vollständig oder er tritt nur in mm-dünnen, unregel-

mässigen Linsen entlang der nächstfolgenden Grossularzone auf.
Dieses zunächst merkwürdig erscheinende Phänomen ist durch die physikochemischen Eigenschaften des Wollastonits zu erklären. Die Stabilitätstemperatur dieses Minerals erniedrigt sich, wie experimentelle Arbeiten beweisen, in dem Maße je kleiner der Molenbruch x CO_2 in der fluiden Gesamtgasphase (die sich aus Partialdrücken von CO_2 + H_2O zusammensetzt) wird (Vgl. H.WINKLER 1967). Die mm bis maximal 1 cm dünnen Wollastonitbänder und -säume spiegeln demnach den Grad der Verdünnung des bei der Metamorphose der Karbonatgesteine gebildeten CO_2 durch das aus der unmittelbaren Umgebung (z.T. aus OH/H_2O -haltigen Silikaten) freiwerdenden H_2O wieder. Durch diese eng begrenzte Durchmischung während der Metamorphose wurde nur am engen Kontakt zu den Silikatlagen oder bei sehr geringer Stärke der Karbonatlagen derjenige Stabilitätsbereich des Wollastonits in Temperaturzonen verschoben, die während der Metamorphose realisiert waren.

Ähnliche Beobachtungen hat P.MISCH (1964) an dünnen Kalksilikatbändern, umgeben von kalkfreien Metamorphiten, allerdings in höchstgradig regionalmetamorphen Gebieten des Nanga Parbat gemacht. Nach H.WINKLER (1967, S.35): "ist der aussergewöhnliche Fall eines sehr kleinen x CO_2", bei dickeren Marmorlagen (beispielsweise auch beim C- und B-Lager) "nicht mehr gegeben, weil die Diffusionsgeschwindigkeit der Gasphase innerhalb des Gesteins zu klein ist"!

In den Gesteinen des Hangendmetakonglomerats fehlt Wollastonit offenbar weil die Karbonatgerölle entweder zu gross waren oder

bei mittleren Grössen zuwenig Karbonat neben Quarz im Gleichgewicht auftritt und bei kleinen bis winzigen Klastiten das Ionenüberangebot zur vollständigen Ausfüllung mit Granat (und anderen Mineralien) führte. Mit Hilfe des Wollastonits ist auch die ehemalige Tiefenlage der Granodioritintrusion abzustecken. Nach H.WINKLER (1967, S. 35) ist Wollastonit: "nie bei der niedrigtemperierten Metamorphose zwischen 400°C und etwa 550°C gebildet worden, auch nicht bei Kontaktmetamorphosen, die in sehr geringen Tiefen bei einem Druck von nur wenigen hundert Bar stattgefunden haben".

Andererseits ist die, je nach Druckverhältnissen bei 580° ± 20°C (500 Bar = 2 km Tiefe), bzw. bei 600° ± 20°C (1000 Bar = 4 km Tiefe) beginnende Kalifeldspat-Cordierit Fazies auch am Kontakt nicht entwickelt, sondern lediglich die höhertemperierte Hornblende-Hornfels Fazies, die auf Temperaturen von 550° - 580°C schliessen lässt. Legt man 800°C als Temperatur granitischer Magmen zugrunde, so herrschen nach H.WINKLER (1967, S.79) am Kontakt 510°C. Hinzuzurechnen ist die Eigentemperatur des Gesteins, die sich nach der geothermischen Tiefenregel (3° pro 100 m) berechnet und im vorliegenden Fall 40° - 70°C - aus (550° - 580°) minus 510°C - betragen haben muss. Auf diese Weise kann aus dem faziellen Charakter der kontaktmetamorphen Hüllgesteine die ehemalige Tiefenlage der Intrusion grössenordnungsmässig mit 2 km angegeben werden. Wichtig ist ferner, dass der Wärmegradient im Kontakthof klein gewesen zu sein scheint, da die Gesteine über etwa 300 m keine schalenförmige Faziesabfolge erkennen lassen, was jedoch bei einer Magmendicke von mehreren Kilometern nicht erstaunlich ist. Diese Beobachtung gilt streng genommen

nur für die kalksilikatischen - ehemals karbonatreichen - Gesteine, bei denen die Metamorphose durch den entstandenen hohen CO_2-Druck rascher erfolgte und wohl weiter in das Vorfeld hinausreichte als in den rein silikatischen Schichtgliedern der Minenserie.

Die tieftemperierte Albit-Epidot-Hornfels Fazies lässt sich innerhalb der Grube nirgendwo mit Bestimmtheit nachweisen, da die kontaktfernen Gesteine (abgesehen von der postmetamorphen Verstellung) oft Durchläuferparagenesen aufweisen, wie beispielsweise die Quarzite.

Zusammenfassend ist festzustellen, dass im Bereich des Tagebaues von Grassy die progressive Metamorphose unter Bedingungen der höhertemperierten Hornblende-Hornfels Fazies bei maximalen Temperaturen von 550° - 580°C und Drücken von 500 Bar (= 2 km Tiefe) mit niedrigem Wärmegradienten erfolgte.

Ähnliche Verhältnisse liegen auch in der Kontaktaureole des Bold Head Intrusivs vor (Vgl. R.LARGE 1969).

IV. Die Tektonik des Tagebaues:

1. Faltentektonik:

Die kontaktmetamorphe Minenserie, deren ehemalige Schichtung noch deutlich zu erkennen ist, liegt im Bereich eines Sattels, dessen Kern (Vgl.Abb. 6) auf der siebten nördlichen Terrasse in verschiedenen stratigraphischen Niveaus angeschnitten ist (Vgl. Profil A, B Profiltafel).

Der Südschenkel des Sattels fällt steil (40°- 60°) nach Süden gegen den Granodioritkontakt hin ein, während der Nordflügel schwächer (10°- 20°) nach Norden fällt.

Abb.6
Sattelkern auf der 7. nördlichen Terrasse (Vgl.Karte 1).Gefaltete, gebänderte Liegendschichten, darüber mit tektonischer Trennfläche Hangendmetapelite.

Aus dem Gesamtschichtflächendiagramm (Vgl.Fig.7) ist eine Nordwest-Südost streichende, osttauchende Hauptfaltenachse (B 133/36SE) abzulesen. Diese sattelförmige Struktur ist mit ähnlichen Werten (130/25 SE) auch in der Nr.2 Lagerstätte erbohrt. Die Anlage der Faltung dürfte nach M.SOLOMON (1965) und A.SPRY (1962) gegen Ende der Tabberabberan Orogenese erfolgt sein.

Besonders an den Wänden zwischen den nördlichen Abbaustufen ist eine auffallende Wellung der liegenden Schichten zu beobachten, deren Kleinfaltenachsen parallel zur Hauptfaltenachse streichen, allerdings etwas steiler nach Osten abtauchen (Vgl. Abb.7). Im Ostteil der Grube biegen die Schichten etwas nach Norden um (Streichwerte um 60°70°) Vgl.Karte 3). Dadurch entsteht in diesem Bereich der Eindruck einer domartigen Aufwölbung.

Die aus dem Diagramm (Vgl.Fig.7) ersichtliche Nebenachse (74/14 E) repräsentiert möglicherweise eine ältere Querstruktur.

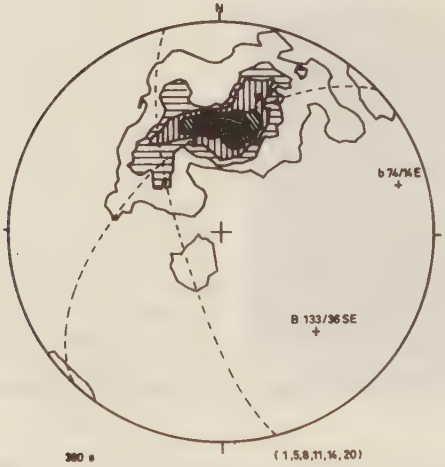


Fig.7

Gesamtdiagramm (Computerzeichnung) aller s-Flächenpole, Tagebau King Island

Abb.7

Deutlich gewellte liegende Schichten auf den nordwestlichen Abbaustufen. Tagebau King Island. Blick nach Westen. Nach Osten (rechts) tauchende Faltenachsen.

2. Bruchtektonik:

Der Faltenbau wird durch zahlreiche Verwerfungen gestört, die bemerkenswerterweise meist etwa Nord-Süd oder Ost-West gerichtet sind (Vgl.Karte 4) und sich auch gegenseitig schneiden können. Es handelt sich dabei vorwiegend um Abschiebungen und Flexuren mit geringem Versetzungsbetrag. Lediglich drei Verwerfungen sind von grösserer Bedeutung, da sie Lagerteile abschneiden oder verstellen.

An der östlichen Randverwerfung (No 3 fault von C.KNIGHT & P.NYE 1953) endet das C- und B-Lager des Tagebaues. Entlang dieser saiger stehenden, in sich leicht gekrümmten, schrägen Blattverschiebung wurde - wie bereits erwähnt - die Nr.2 Lagerstätte um einige hundert Meter nach Südosten verschoben. Gleichzeitig wurden die mächtigen Quarzite im Kern des Sattelnordflügels hochgekippt. Die Bewegungsbahn lässt sich an Hand von-bis zu einigen Metern breiten Brekzien- und Lettenzonen verfolgen.

An der westlichen Randverwerfung (No 10 fault von C.KNIGHT & P.NYE 1953) endet das C-Lager des Tagebaues. Auch hier handelt es sich um eine Blattverschiebung, die den Westabschnitt um etwa 50 m nach Süden versetzt und die dortigen Schichten um rund 20° hochkippt. Dadurch wurde das C-Lager in ein höheres morphologisches Niveau als im Osten der Verwerfung gebracht und fiel bereits der Erosion zum Opfer. Durch das schwächere Einfallen im Westteil der Grube wird die Ausstrichsbreite im Vergleich zu den fast saiger stehenden Schichten östlich der Störung gestreckt und die Sattelachse nach Norden verschoben, so dass im äussersten Nordwesten des Tagebaues der Sattelnordflügel nicht mehr aufgeschlossen ist. Die Verwerfung steht saiger, sie ist erstaunlich scharf ausgebildet und oft schwer zu erkennen.

Quer durch die nördlichen Abbaustufen und Liegendschichten ist die Zentralverwerfung (No 2 fault von C.KNIGHT & P.NYE 1953) zu verfolgen. Diese Abschiebung fällt zwischen 30 und 55 Grad nach Nordosten ein und stört die einfache Sattelstruktur der oberen Terrassen. Es handelt sich dabei um eine ungleichförmige Abschiebung, welche im Ostteil der Lagerstätte in eine flexurartige Struktur übergeht und deren grösster Abschiebungsbetrag im Nordwestteil der Grube liegt. Durch die Zentralverwerfung werden die Hangendmetapelite in den Bereich der Liegendschichten versetzt, die wiederum durch teilweise ältere Abschiebungen treppenartig verschuppt sind (Vgl.Profil B, Profiltafel). Entlang der Bewegungsbahn der Zentralverwerfung sind dünne, ausgewalzte Späne aus Granatskarn des C-Lagers eingequetscht.

Altersmässig müssen die wichtigsten Verwerfungen vor die spätmagmatische Phase der Intrusion des Grassy Granodiorits (und damit prä Oberdevon) eingestuft werden, da sie von zahlreichen Aplitgängen bzw. vom Granodiorit selbst (Vgl. Karte 1) durchsetzt sind. Dies gilt besonders für die östliche Randverwerfung. Kleinere Abschiebungen können als Dehnungserscheinungen im Gefolge der Intrusion oder dessen Abkühlung gedeutet werden.

3. Klüfte:

In vier verschiedenen Bereichen der Grube, die etwa den Quadranten der Karte entsprechen, wurden je 250 Kluftmessungen durchgeführt. Die Kluftrosen (Vgl.Karte 4) zeigen in Abhängigkeit von Gesteinstyp und Tektonik abweichende Maxima, die nachfolgend kurz interpretiert werden:

a) Nordostquadrant:

In den massigen, starren Quarziten nördlich der östlichen Randverwerfung können die Maxima der Kluftrose bei 45^{o} und 135^{o} als Quer- und Längsklüfte des gehobenen Sattelnordflügels gedeutet werden. Da auch die Randverwerfung etwa 135^{o} streicht, ist anzunehmen, dass ein durch die Faltentektonik angelegtes, bevorzugtes Kluftsystem als Bewegungsbahn diente. Das Maximum bei 5^{o} kann die Überlagerung von Diagonalklüften des Sattels und der Bruchtektonik widerspiegeln.

b) Nordwestquadrant:

Im Bereich der gut geschichteten Liegendgesteine repräsentiert das Maximum um 15^{o} eine starke Querklüftung des Hauptsattels. Die Längsklüfte treten nur schwach auf, während die

Diagonalklüfte durch Ausgleichsbewegungen entlang der Schichtflächen zumindest teilweise unterdrückt erscheinen.

c) Südwest und Südostquadrant:

Die Klüfte der relativ weichen, ungeschichteten Hangendmetapelite und Hangendmetavulkanite im Bereich der Südhälfte der Karte - welche zweckmässigerweise zusammen betrachtet werden - streuen stark und zeigen nur schlecht ausgeprägte Maxima, deren Zuordnung zweifelhaft bleibt.

4. Geochemie der Verwerfungen:

Um einen Überblick über die Verteilung von Wolfram und Molybdän innerhalb der Verwerfungen zu bekommen, wurde eine systematische Beprobung durchgeführt. Die Breiten aller wichtigen Ruschel-Letten- und Brekzienzonen schwankten zwischen wenigen cm und 1,50 m, sie betrugen im Durchschnitt 20 - 30 cm.

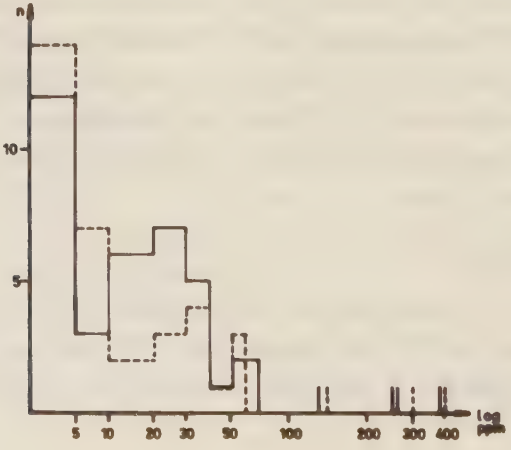


Fig.8
Histogramm

Wolfram (=ausgezogene Linie) und Molybdängehalte (gestrichelte Linie) der Hauptverwerfungen des Tagebaues King Island. 42 Proben

Das Ergebnis von 42 Analysen ist in Fig.8 aufgezeichnet. Daraus ist ersichtlich, dass die meisten W- und Mo-Werte in einem Bereich unter 50 ppm liegen. Lediglich bei einigen Proben wurden sowohl für Wolfram als auch für Molybdän relativ hohe Werte gemessen, wobei sich herausstellte, dass bei steigender Konzentration des einen Elements, das andere nicht gleichzeitig zunimmt, sondern fallende Tendenz zeigt.

Trägt man die gewonnen Daten aller Proben an den Entnahmepunkten in die geologische Karte ein, so sind keinerlei Beziehungen, weder zur Breite und Bedeutung der Störungssysteme noch zu deren topographischen Höhen- oder Tiefenlage oder zur Lithologie und Vererzung des Nebengesteins erkennbar.

Die Durchschnittswerte von 47 ppm sind sowohl für W als auch für Mo gleich niedrig.

V. Die Vererzung des Tagebaues:

1. Scheelit:

Der Bergbau bei Grassy dient ausschliesslich der Gewinnung von Scheelit; Nebenprodukte werden nicht verwertet. Das Endkonzentrat ist - abgesehen vom Molybdängehalt - relativ rein; etwaige Beimengungen gehen weder positiv noch negativ in die Beurteilung ein.

Fast die gesamte Produktion stammt aus dem C-Lager, einzelne Schichtglieder des B-Lagers sind nur bedingt abbauwürdig. Das fehlende'A-Lager' ist bereits vor Jahren vollständig abgetragen worden. Es war unmöglich, genauere Informationen darüber zu erhalten, angeblich handelte es sich um grobkörnigen Scheelit in diskordanten Quarzadern innerhalb der Hangendmetavulkanite. Ein Vergleich mit der Bold Head Lagerstätte (Vgl.Kapitel VI, Fig.9) legt jedoch nahe, dass möglicherweise in den Hangendgesteinen des Tagebaues ein konkordantes scheelitführendes Schichtpaket eingeschaltet war.

1.1 Konkordante Vererzung:

Bei der Gesteinsbeschreibung wurde bereits darauf hingewiesen, dass die Scheelitführung fast vollständig auf einige wenige, konkordante Horizonte innerhalb der Minenserie beschränkt ist. Scheelit kommt vorwiegend - aber keinesfalls ausschliesslich, wie A.EDWARDS et al. (1956) meinen - in Andraditskarnen vor, kann aber auch mit anderen granatfreien Metamorphiten vergesellschaftet sein. Zusammenfassend werden auf Seite 95 die einzelnen vererzten und unvererzten Horizonte der Minenserie und deren Silikatparagenesen aufgeführt.

Die entsprechenden Wolframgehalte sind auf Fig.2, 4 und 5 übersichtlich dargestellt, sofern sie 100 ppm WO_3 überschreiten. Im allgemeinen verhält sich die Molybdänführung parallel zur Tendenz der Wolframführung.

Übersicht:

a) Quarzite	: scheelitfrei
b) Liegendmetavulkanite	: scheelitfrei
c) Liegenddolomitmarmor	: scheelitfrei
d) Metapelite/Metatuffe	: wenige cm bis dm mächtige Lagen Scheelit mit Andradit/Klinopyroxen und Quarz
e) Gebänderte Liegendschichten	: Isolierte Scheelitkörner in den Wollastonitsäumen mit Klinopyroxen, Vesuvian, Titanit, Kalzit. Scheelit in durchhaltenden, häufigen Lagen und Linsen mit Andradit, Klinopyroxen, Quarz.
f) C-Lager	: Zwei mächtige, vererzte Schichtpakete, getrennt durch einen Marmorzwischenhorizont. Fein verteilter Scheelit mit: Andradit, Klinopyroxen, Quarz.
g) Hangendmetakonglomerat	: Selten isolierte Scheelitkörner in ehemaligen Geröllen vergesellschaftet mit: Kalzit, Quarz, Grossular usw. oder mit Epidot, Quarz, Kalzit usw. Häufig Scheelitkörner in Geröllen vergesellschaftet mit: Andradit, Klinopyroxen, Quarz. Matrix scheelitfrei.
h) Hangendmetapelite	: scheelitfrei

i) B-Lager : Verschiedene, geringmächtige, teilweise sehr scheelitreiche Lagen inmitten, am Rande oder ausserhalb mächtiger Marmorbänke. Scheelit vergesellschaftet mit:

Grossular,Plagioklas,Klinopyroxen oder
Klinopyroxen, Titanit "
Klinopyroxen,Plagioklas,Titanit "
Klinopyroxen, Andradit,Plagioklas, Quarz.

j) Hangendmetavulkanite: scheelitfrei.

In sämtlichen konkordanten Erzlagen - gleich welcher Silikatparagenese - ähnelt sich Struktur und Textur des Scheelits, so dass eine generelle Betrachtung statthaft ist:

Die Grösse der einzelnen, fast immer voneinander isolierten Scheelitkörner schwankt zwischen 0,05 mm und 0,7 mm. In den weitaus meisten Fällen liegen jedoch Durchmesser von 0,2 - 0,3 mm vor. Scheelit ist aus diesem Grund makroskopisch nur mit Hilfe der UV-Lampe zu erkennen. In der Regel ist er mehr oder minder gleichmässig über das gesamte Volumen der vererzten Partien dispers verteilt; er hat den Charakter eines gesteinsbildenden Minerals. Besonders für das C-Lager trifft unter UV-Betrachtung die bildhafte Beschreibung von C.KNIGHT & P.NYE (1953): "the ore has the appearance of having been dusted with scheelite from a pepper pot" durchaus zu.

Die Scheelitkörner werden häufig von Andradit umschlossen (Vgl. Abb.8) oder sitzen dessen Rändern auf, sie finden sich jedoch auch häufig in den Zwickeln.

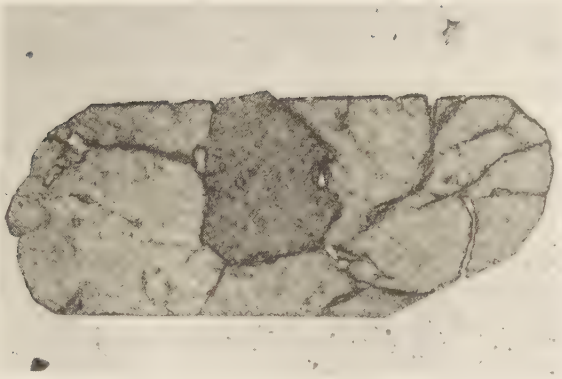


Abb.8
Idiomorphes Scheelitkorn von Andradit fast vollständig umhüllt.Matrix Quarz.
Vergr.70 x , // Nic.

In den andraditreichen Partien ist Scheelit meist idiomorph, in der Paragenese mit Titanit-Klinopyroxen dagegen oft xenomorph ausgebildet. Tetragonale Eigengestaltigkeit wird besonders in quarzreichen Andraditskarnen erreicht. Der Scheelit ist überwiegend homogen aufgebaut, nur selten finden sich Einschlüsse von Klinopyroxen, Titanit und Quarz. Bisweilen kommen im Scheelit feinste hexagonale Blättchen vor, die meist als Molybdänglanz, untergeordnet möglicherweise auchals Tungstenit (Vgl. R.HÖLL 1972) zu bestimmen sind. Manchmal fallen unter dem Durchlichtmikroskop schwarze, opake Verfärbungen um runde bis länglich-ovale Einschlüsse oder Ausbrüche auf, die jedoch unter dem Auflichtmikroskop nicht mehr festzustellen sind.
An weiteren Begleitopakmineralien sind für die schichtkonkordanten Erze vor allem Molybdänglanz und etwas Magnetkies zu nennen.

1.2. Diskordante Vererzung:

Zwischen 8. und 9. nördlicher Terrasse setzen in einem kleinen Areal quer durch die dort anormal mächtig ausgebildeten Marmorbänke der gebänderten Liegendschichten, diskordante Vererzungen mit ähnlichem Mineralbestand wie bei den konkordanten Vererzungen (Vgl.Karte 2). Jedwede Schichtung ist ausgelöscht, ganz offensichtlich handelt es sich hierbei um echte, frontartige Verdrängungen, was auf hohe Reaktionsfähigkeit des Paläosoms und geringe Wegsamkeit der Intergranulare schliessen lässt. Allerdings ist der Kontakt: verdrängender Andraditskarn - verdrängter Marmor meist nicht messerscharf, sondern es können finger-, zungen- und pilzförmige Injektionen in den Marmor vorkommen. Scheelit tritt ausschliesslich im Granatskarn auf, die Gehalte enden abrupt am Kontakt; nur vereinzelte Körner existieren noch mm vom Kontakt entfernt im Marmorbereich.

U.d.M. zeigt der unverdrängte Marmor grossflächiges Pflastergefüge aus Karbonaten und wenig zwischengelagerten Klinopyroxenen. Der vorderste Frontbereich setzt sich häufig aus lappigem Karbonat und Quarz, weiterhin aus optisch nicht näher bestimmbaren Hellglimmern und Phyllosilikaten sowie aus etwas Klinopyroxen, Andradit und nur minimal Scheelit zusammen. Fetziger, zerbrochener Andradit scheint entlang von Porenräumen vorgedrungen zu sein und bildet ein regelmässiges Netzwerk, in dem Relikte des Marmors liegen. Im rückwärtigen Bereich ist granoblastisches Gefüge zu beobachten. Andradit bildet in grossen, zonargebauten Idioblasten den Hauptbestandteil. Er umschliesst massenweise uralitisierten Klinopyroxen und Scheelit (Ø 0,2 mm), der an den Ecken gerundet erscheint. In den Zwischenräumen ist oft Kalzit mit Quarz verzahnt. Sehr häufig findet sich Pyrit, der kleine Risse, manchmal auch Leisten in den zonierten Granaten oder aber xenomorphe Zwickel ausfüllt, sich entlang der Korngrenze absetzt oder aber in ausgezeichneten idiomorphen Rechtecken

kristallisiert. Zur Unterscheidung vom schichtkonkordanten Erz der gebänderten Liegendschichten (Vgl.S. 32) können folgende Kriterien angeführt werden:

Fehlen der Bänderung, Fehlen des bei der schichtigen Vererzung beobachteten Titanits (Vgl.S. 36) und Auftreten von Pyrit.

Es muss ausdrücklich betont werden, dass der oben beschriebene Vererzungstypus eine lokal eng beschränkte, einzigartige Erscheinung darstellt, welche sicherlich atypisch im Vergleich zur übrigen schichtkonkordanten Vererzung der gebänderten Liegendschichten ist. Die Frage nach der Herkunft des die Verdrängung hervorrufenden Stoffbestandes - insbesondere des Scheelits - ist offen. Die Tatsache, dass einzelne unverdrängte Marmorschollen in der verdrängten Umgebung "schwimmen" (Vgl.Karte 2), sowie die geringe Ausdehnung, lässt auf geringe Intensität des Reaktionsablaufs - insbesondere auf geringe Transportwege schliessen. Vielleicht stammt der Stoffgehalt aus schichtig vererzten Gesteinen im Liegenden oder aber etwaige Lösungen nutzten die gute Wegsamkeit entlang der östlichen Randverwerfung, wogegen aber die geochemischen Analysen sprechen. Ähnliche, lokal extrem beschränkte, diskordante Verdrängungen kommen sehr selten auch in den Marmorhorizonten des C- und B-Lagers vor. Daneben treten bisweilen in cm-schmalen, saigeren Kluftfüllungen mobilisierte Scheeliterze auf. Diese Gänge sind sowohl lateral als auch vertikal sehr unbeständig und die Scheelitführung ist im allgemeinen auf diejenigen Bereiche beschränkt, die das B- und C-Lager durchsetzen. Als Gangart findet sich entweder Quarz, Kalzit oder Quarz/Plagioklas. Der Scheelit bildet cm, selten dm grosse idiomorphe, tetragonale bis gestreckte, graue, fettglänzende Kristalle. Er ist unregelmässig in den Gängen verteilt, wächst oft von der scharfbe-

grenzten Wand nach innen oder füllt die gesamte Breite aus. N.KINNANE (1968) beschreibt 'trigonale' Scheelitkristalle pseudomorph nach Kalzit.

U.d.M. weisen die Querschnitte von Scheelit ein dichtes Netz von fast senkrecht aufeinanderstehenden Spaltrissen auf. Nur selten kommen Einschlüsse von Klinopyroxen, Kalzit oder Molybdänglanz vor.

Die Ränder der grossen Scheelitkristalle werden sehr häufig von Pyrit und Molybdänglanz begleitet.

1.3 Fluoreszenzerscheinungen:

Die Hauptmasse des in den Granatskarnen feinverteilten Scheelits fluoresziert unter der UV-Lampe gelb. Auch die Kerne der grossen Scheelitkristalle aus den diskordanten Quarzgängchen fluoreszieren gelb, eine schmale Aussenhaut und unregelmässige Flecken und Bestege auf Spaltflächen dagegen weisslich bis hellblau. Da aus Dünn- und Anschliffen keine optischen Unterschiede zwischen Kern und Randzone ersichtlich waren, haben A.EDWARDS et al. (1956) je 300 blau- und gelbfluoreszierende Scheelitproben von King Island analysieren lassen. Dabei stellte sich heraus, dass der 'gelbe' Scheelit durchschnittlich zehn Mal mehr Molybdän enthält als der 'blaue' (nämlich 0,3 % gegenüber 0,03 %). I.PONTIFEX (1969) untersuchte mit Hilfe der Mikrosonde einige gelb fluoreszierende Scheelite der Grube und kam zu dem Schluss, dass Molybdän in der Grössenordnung von 1 % im Gitter des Scheelits gleichmässig verteilt sei. Die genannten Autoren schliessen sich der Auffassung von S.VERMAAS (1952) an, dass es sich beim gelb fluoreszierenden "Scheelit" in Wirklichkeit um ein Mineral der Mischreihe Scheelit-Powellit handelt.

Es erscheint grundsätzlich richtig, den unterschiedlichen Fluoreszenzfarben variierende Molybdängehalte zuzuordnen, nur dürften dabei noch andere Elemente und Faktoren eine Rolle spielen, wie dies bereits R.GREENWOOD (1943) nachwies. Eine genaue chemische und röntgenographische Untersuchung von Scheeliten in weltweiter Verbreitung, auch unter dem Aspekt der Fluoreszenz, steht noch aus.

Die schmalen, blau fluoreszierenden Ränder der grossen, oben erwähnten Scheelite sind nur so zu erklären, dass das bei der Kristallisation vorhandene Molybdän randlich in Form von Molybdänglanz gebunden wurde, das System somit relativ an Molybdän verarmte und sich reiner 'blauer' Scheelit bildete.

2. Opakerze:

In den verschiedenen Gesteinen des Tagebaues kommt eine Vielzahl von Opakmineralien vor.

Von der Liste, die A.EDWARDS et al. (1956) zusammenstellten, konnten bestätigt werden:

Magnetkies, Pyrit, Magnetit, Molybdänglanz, Kupferkies, Zinkblende, gediegen Wismut, Wismutglanz und Joseit (?).
In den untersuchten Anschliffen fehlten:

Bleiglanz, Bournonit, Arsenkies.

Letztere werden auch von A.EDWARDS et al. (1956) als ungewöhnlich und selten eingestuft.

In der bisher erschienen Literatur wurden noch nicht erwähnt: Pentlandit, Ilmenit, Markasit, gediegen Gold und Wolframit.

Magnetkies: tritt als häufigstes Sulfidmineral in fast allen Gesteinen - inklusive der Marmore - auf. Besonders reich daran sind dünne Bänder und Schnüre in den Metapeliten/Metatuffen sowie in den gebänderten Liegendschichten. Auch in den scheelithaltigen Andraditskarnen können Magnetkiesanreicherungen vorkommen.

Meist findet sich der Magnetkies in xenomorphen Körnern oder er bildet ein unregelmässiges System auf Haarrissen und Zwickeln.

Pentlandit: bildet bisweilen flammenförmige Entmischungen im Magnetkies und ist besonders in den Metavulkaniten als Hauptnickelträger einzuschätzen.

Kupferkies/Zinkblende: sind meist eng mit Magnetkies vergesellschaftet, jedoch wesentlich seltener als dieser.

Pyrit: findet sich häufig in Form von idiomorphen Würfeln in den hellen Ganggesteinen, Quarziten und im Hangendmetakonglomerat. Auf Kluftflächen der verschiedensten Gesteine sind häufig Pyritbestege festzustellen. In den Anschliffen ist Pyrit nur sehr selten zu beobachten und scheint in den Metamorphiten vornehmlich zu Magnetkies abgeröstet zu sein.

Markasit: verdrängt selten Pyrit.

Molybdänglanz: tritt in einer taschenförmigen Aplitfortsetzung auf der 11. nördlichen Sohle sowie häufig in den grobkörnigen, quarz-andraditreichen Teilen des C-Lagers in Form von Schüppchen, Blättchen und Rosetten in Erscheinung. Er ist sehr leicht mobilisierbar, wovon tapetenartige Kluftbestege in fast allen Nebengesteinen, besonders aber in den Quarziten und in den Hangendmetavulkaniten, zeugen.

Auf die randliche Verwachsung mit grossen Scheelitkristallen wurde bereits hingewiesen. Im Anschliff zeigt Molybdänglanz verbogene und zerknitterte, tafelige Ausbildung.
Nach R.FORD (1965) sind im Gitter der Molybdänglanze von King Island 40 ppm Rhenium enthalten. Eigene spektralanalytische Untersuchungen (3 m Gitterspektrograph, Hauptintensitäten bei 3464,73A°, 3460,46 A°) konnten diesen Befund nicht bestätigen. Nach brieflicher Rückfrage mit R.FORD (University of Tasmania, 13. Juli 1971) ergab sich, dass dort keine rheniumreichen Proben mehr vorhanden sind und die genaue Beprobungsstelle unbekannt ist.

Magnetit: ist besonders in den Metavulkaniten sowie in den Hangendmetapeliten angereichert. Die stets idiomorphen, kleinen, rechteckigen Querschnitte sind meist homogen, können jedoch auch etwas Magnetkies, Pyrit und Gangart umschliessen.

Ilmenit: kommt relativ selten am Rand von Magnetkies oder als leistenförmige Verdrängungen von Titanit vor.
Die nachfolgend - bisher noch unerwähnten - Erzmineralien sind auf King Island von extremer Seltenheit. Sie wurden lediglich in zwei Proben festgestellt, die aus dem Abraum der 10. Sohle, bzw. aus der Kernbohrung Nr. 242 - bei 420 Fuss - entstammen. Diese Erze sind begleitet von Scheelit, Molybdänglanz, Kupferkies, Magnetkies, Pyrit, Zinkblende und Ilmenit.

Gediegen Wismut: besetzt unregelmässig begrenzte, makroskopisch sichtbare Zwickel in andraditreicher Gangart.

Wismutglanz: ummantelt und umhüllt gediegen Wismut oder ist damit innig, myrmekitartig verwachsen.

Joseit (?): Sehr selten sind innerhalb des gediegen Wismuts weissgraue Einschlüsse festzustellen, auf die die Angaben von A.EDWARDS et al. (1956 S.89): "hellergrau und schwächer anisotrop als Wismutglanz" zutreffen. Nach diesen Autoren handelt es sich dabei um Joseit $Bi_4 (Te,S)_3$.
Einschränkend muss jedoch betont werden, dass die Vielzahl an Wismut-Tellur-Verbindungen auch nach P.RAMDOHR (1955,S.333) erzmikroskopisch schwer zu erfassen ist.

Gediegen Gold/Wolframit: Nur äusserst selten können feinste Flitter von gediegen Gold bzw. kleine Wolframitkörner identifiziert werden.

3. Zusätzliche geochemische Angaben:

Bei der Beschreibung der verschiedenen Gesteinseinheiten des Tagebaues wurden bereits die jeweiligen Gehalte an Wolfram und Molybdän, (teilweise auch an Ni, Cr, Co, TiO_2 bzw. bei Marmoren an MgO, Bi, Sb) verzeichnet.

Darüber hinaus wurden 30 Proben, die sämtliche im Bereich des Tagebaues vorkommenden Gesteinstypen repräsentieren, auf eine Reihe weiterer Elemente analysiert. Da die Konzentrationen meist bei all diesen Proben gleich niedrig (teilweise unter der Nachweisbarkeitsgrenze) liegen, werden die gemessenen Werte untenstehend nicht einzeln, sondern zusammengefasst aufgeführt:

Blei :	Sämtliche	Analysen	unter	40	ppm,	davon	90 %	unter	20ppm
Zink :	"	"	"	90	ppm,	"	90 %	"	40ppm
Kupfer:	"	"	"	200	ppm,	"	80 %	"	60ppm
Zinn:	"	"	"	5	ppm				
Arsen:	"	"	"	5	ppm				

Selen:	Sämtliche	Analysen	unter	10 ppm
Rhenium:	"	"	"	2 ppm
Quecksilber	"	"	"	10 ppm
Antimon:	"	"	"	75 ppm, davon 80 % unter 55ppm (mit Ausnahme der Marmorhorizonte, wo Werte von 180 - 270 ppm auftreten)
Wismut:	"	"	"	70 ppm, davon 80 % unter 55ppm (Ausnahme: Marmore 110-200 ppm)

Barium/Strontium/Vanadium: Stark schwankende Werte ohne eindeutige lithologische Zuordnung.

4. Zusammenfassung:

Zusammenfassend ist festzustellen, dass die vorwiegend schichtkonkordante Vererzung der Grube King Island, abgesehen von der minimalen Wismutführung und den Molybdängehalten, als reine Scheelitparagenese vorliegt.

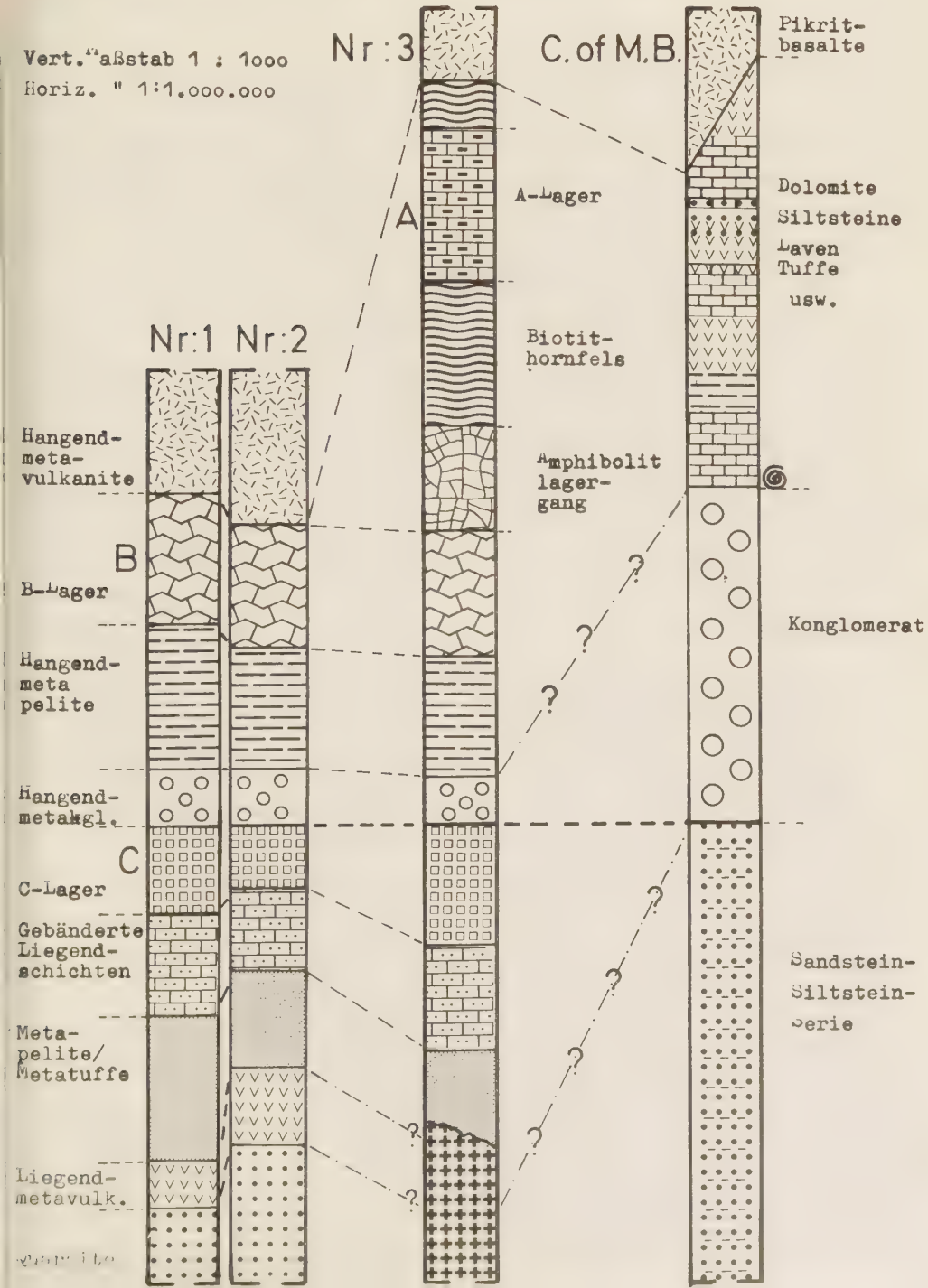
VI. Vergleich der Minenserie des Tagebaues mit den Bohrprofilen der Nr.2 und Nr.3 (= Bold Head) Lagerstätte.

Aus den vereinfachten Säulenprofilen in Fig.9 ist ersichtlich, dass sich die im Tagebau aufgenommene Schichtfolge in den beiden anderen bekannten Lagerstätten King Islands mit gewissen Modifikationen wiederfindet. Dabei ist darauf hinzuweisen, dass die beiden Profile für die Nr.2 und für die Nr.3 Lagerstätte mit einigen Ungenauigkeiten behaftet sein können, da diese sich nur auf Kernbohrungen stützen.

Als Profilnullinie bietet sich zweckmässigerweise die Untergrenze des charakteristischen Hangendmetakonglomerates (identisch mit der Obergrenze des C-Lagers), an.
Während die Nr.2 Lagerstätte lediglich die durch die östliche Randverwerfung versetzte Fortsetzung der Schichten des Tagebaues darstellt, ist die strukturelle Verbindung mit der 2,5 km nördlich liegenden Bold-Head-Lagerstätte noch nicht endgültig geklärt (Vgl.S.13).

Den drei Vorkommen ist gemeinsam, dass sie sich im Kontakthof seichter, granitischer Intrusionen befinden und dadurch ähnliche kontaktmetamorphe Umwandlung erfahren haben.
Zwischen dem 1. und dem 2.Profil zeigen sich keine grundsätzlichen Unterschiede, obwohl geringfügige Abweichungen hinsichtlich der Mächtigkeiten und der ehemaligen sedimentären Fazies auftreten, die im

Fig.: 9 Vergleichendes Säulenprofil durch die Nr:1, Nr.2 und Nr.3 Scheelitlagerstätten und die Abfolge der City of Melbourne Bay (C.of M.B.) King Island/Tas.



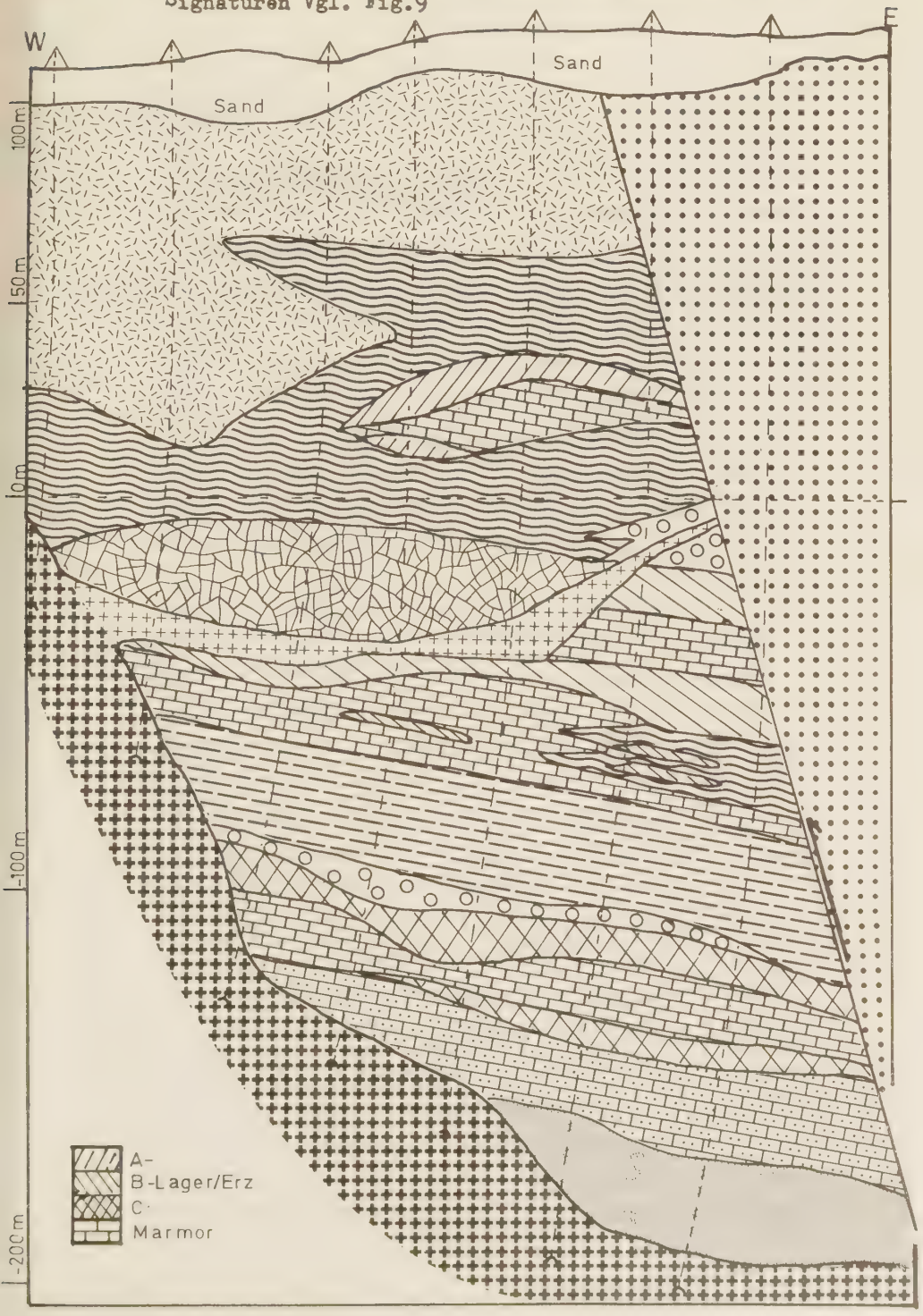
übrigen auch über die Breite des Tagebaues zu beobachten sind. N.KINNANE (1968) erachtet als wichtigste Unterschiede, dass in der Nr.2 Lagerstätte die Hangendmetapelite vergleichsweise grobkörniger und quarzreicher, die Hangendmetakonglomerate dagegen feinklastischer ausgebildet sind als dies im Tagebau der Fall ist. Darüberhinaus scheinen im Ostteil (Nr.2 Lagerstätte) die Wolframgehalte des C- (und B-) Lagers wesentlich anzusteigen.

Das 3.Profil unterscheidet sich von den beiden ersten insofern, als die Liegendmetavulkanite hier fehlen, da der Bold Head Adamellit in ein höheres Niveau intrudiert. Weiterhin schiebt sich über das B-Lager nach R.LARGE (1969) ein amphibolitischer Lagergang (?) ein. Darüber liegt eingebettet in Biotit-Kalifeldspat-Quarz-Hornfelse, (ehemalig sandig-tonig Fazies), ein linsenförmiges A-Lager mit einem Marmorkern.

Aus dem geologischen Querprofil (Vgl.Fig.10) der Bold-Head-Lagerstätte ist deutlich zu ersehen, dass die drei Erzlager konkordant in die übrige Serie eingeschaltet sind. Die teilweise linsenförmigen Lager zeigen schwankende Mächtigkeiten; gegen die Ränder zu nehmen die Wolframgehalte ab.

Es ist keinerlei Abhängigkeit der Intensität der Vererzung von der Entfernung zum Intrusiv zu erkennen. Einzelne Linsen des C- und B-Lagers sowie das gesamte A-Lager treten isoliert davon und ohne Verbindung zum Kontakt auf.
Die Korrelation mit den nicht metamorphen Gesteinen der City of Melbourne Bay nach R.Large (1969) birgt ungelöste Probleme (Vgl. S. 13).

Fig. 10 Schematisches Querprofil durch die Bold Head (=Nr.3)-Scheelitlagerstätte, King Island/Tas., Maßstab 1:1200
Signaturen Vgl. Fig.9



Als wichtigstes Ergebnis des kurzen Vergleiches ist festzustellen, dass in allen drei Lagerstätten stratigraphisch-lithofaziell gut miteinander korrelierbare Horizonte auftreten. Insbesondere lassen sich das C- und das B-Lager ausgezeichnet durchverfolgen.

VII. Genese:

1. Bisherige Anschauungen:

Sämtliche früheren Bearbeiter deuteten die Genese der drei bekannten Scheelitlagerstätten auf King Island als kontaktmetasomatische Verdrängungen an geeigneten Karbonathorizonten im Gefolge der granitischen Intrusiva. Dabei stützten sie sich zunächst auf allgemeine Erfahrungen, die bei klassischen, sogenannten "Taktit" vorkommen (Vgl. F.HESS 1919), vornehmlich im Wolframgürtel der USA (Vgl. P.KERR 1958), aber auch anderswo in der Nähe granitischer Intrusionen gewonnen wurden.

Besonders C.KNIGHT & P.NYE (1953 und 1965) und A.EDWARDS et al. (1956) sind Verfechter der metasomatischen Genese. Vom Granodioritkontakt ausgehend sollen entlang der mehr oder minder steilfallenden Marmorschichten (up dip) wolframhaltige Lösungen aufgestiegen sein, welche die Karbonathorizonte Zug um Zug in Granatskarne umwandelten. Die dabei notwendigwerdenden enormen Stoffumsetzungen werden pro 1.000.000 to verdrängten Marmors auf Zufuhren von 370.000 to SiO_2, 250.000 to Fe_2O_3, 55.000 to Al_2O_3, 30.000 to H_2O, 13.000 to WO_3 (!) und auf Wegfuhr von 350.000 to CO_2 und 82.000 to CaO beziffert. A.EDWARDS et al. (1956) weisen darauf hin, dass infolge der hohen Reaktionsfähigkeit der Marmore fast das gesamte WO_3 der mineralisierenden Lösungen dort aufgesogen wurde (stripped out) und nur ein kleiner Rest in den Quarzgängchen bzw. in den Geröllen des Hangendmetakonglomerates eingefangen wurde. Überdies wäre letzteres durch scheelitführende

Quarzadern mit dem darunterliegenden C-Lager verbunden. Bei A.EDWARDS et al. (1956 S.90, 91) fällt besonders auf, dass die Genese von Handstücken und Blöcken abgeleitet wird, die nicht mehr im Verband anstehen.

N.KINNANE (1968) schliesst sich im wesentlichen der Meinung erstgenannter Autoren an. Als Grubengeologe war ihm jedoch bekannt, dass die Vererzung gegen das Intrusiv hin auskeilt. Daher suchte er nach einem anderen Transportweg. Er nahm an, dass die verdrängenden Lösungen, die Wolfram in Form von halogen- und alkalireichen Polysäuren (Vgl. O.BRYZGALIN 1958 und 1960) transportierten, entlang von Verwerfungszonen, vorrückten. Interessanterweise fällt N.KINNANE (1968, S.20) auf: "there is one distinct anomaly in the up dip migration theory, the presence of a dolomitic bed between the Top and Bottom Orebody" (unteres und oberes Erzlager im C-Lager). Er glaubt dies durch einen relativ komplizierten Vorgang deuten zu können.

Das gesamte C-Lager hätte zunächst aus unreinen, kieseligen Dolomiten und dolomitischen Kalken bestanden. Bei der Metamorphose hätten aussen reine Marmorbänke resultiert, während in der Mitte unreine Dolomitmarmore überdauerten. Die anschliessende metasomatische Verdrängung wäre selektiv auf die reinen Kalzitmarmore der Aussenzonen beschränkt geblieben.

Auch R.LARGE (1969 + 1971) nimmt für die Bold-Head Lagerstätte eine metasomatische Genese an, allerdings mit neuen Varianten. Er behält die Zufuhr von SiO_2, H_2O und WO_3 durch Infiltration vom Intrusiv her bei, jedoch würde das Fe_2O_3 und Al_2O_3 aus den, die Marmore umschliessenden, pelitischen Hornfelsen entstammen. Da R.LARGE (1969) ausschliesslich

Bohrkerne bearbeitete, scheint seine Aussage, die Gerölle des Hangendmetakonglomerats würden nur dann Scheelit enthalten, wenn sie untereinander sowie mit dem C-Lager durch Lösungskanäle verbunden sind, ausgesprochen problematisch zu sein.

Unter den leitenden Grubengeologen J.GRESHAM, P.LeMESSURIEUR (1970-1972 mündliche und briefliche Mitteilungen) herrscht neuerdings die Meinung vor, als Zufuhrzonen kommen die vermutete Grassy-Blattverschiebung (Vgl. S.13) und andere grosse Verwerfungssysteme, (bei der Bold Head Lagerstätte die östliche Randverwerfung Vgl.Fig.10), in Frage; auch die mit aplitischen Gesteinen gefüllten Gänge werden dafür herangezogen. Bisweilen wird auch die Möglichkeit schichtförmiger Skarnerzkörper, die an Trümmerzonen zwischen Karbonat- und Silikatgesteinen gebunden sind, wie dies F.WOLFSON (1960) an russischen Scheelitvorkommen aufzeigte, diskutiert.

2. Kriterien für die Genese:

a) Die Scheelitführung ist zum allergrössten Teil an eng begrenzte, schichtkonkordante Horizonte innerhalb der stark gefalteten Minenserie gebunden. Die geochemischen Analysen und die petrographischen Untersuchungen zeigen, dass die Schichtglieder, die sich zwischen die vererzten Bänke, Lagen und Bänder einschalten, scheelitfrei sind (Vgl. Fig.2, 4, 5).

b) Falls keine Unterbrechung durch einen Wechsel der ehemaligen meist sedimentären Fazies vorliegt, lassen sich die einzelnen Lager auf streichende Längen von mehreren 100 m verfolgen. An Hand von Bohrungen kann nachgewiesen werden,

dass jedoch die flächenhafte Ausdehnung der Lager oft linsenförmig endet und teilweise, je nach zufälliger Schnittlage mit den Flanken des Granodiorits, zum Kontakt hin auskeilt. Vom Lagerinneren zu den Linsenenden nehmen die Wolfram-Konzentrationen im allgemeinen ab. Der Chefgeologe J.GRESHAM (1972, briefliche Mitteilung) schreibt für den Bereich des Tagebaues: "there is a general decrease in the thickness of the host rocks as one approaches the granite and the scheelite mineralization tends to diminish in grade".

c) Die scheelitführenden Horizonte stehen häufig aber nicht ausschliesslich (z.B. in den Metapeliten und Metatuffen) im Kontakt zu Marmorbänken und umgekehrt (z.B. fehlende Mineralisation in der Nähe des Liegenddolomitmarmors). Im C-Lager wird das obere und untere Erzlager durch einen gleichbleibend mächtigen Marmorleithorizont getrennt. Im B-Lager liegen vererzte Horizonte innerhalb, am Rande oder ausserhalb von dicken Marmorbänken.

d) Am unmittelbaren Intrusivkontakt sind in den jeweiligen Gesteinseinheiten dieselben Mineralparagenesen festzustellen wie in kontaktferneren Bereichen. Dies gilt ganz besonders für die verschiedenen Marmore, was umso erstaunlicher ist, als gerade am Kontakt unregelmässige Verdrängungskörper und grosser Stoffumsatz zu erwarten wäre. Die Infiltrationsmetasomatose (Vgl.D.KORSHINSKIJ 1965), bei der sich Lösungen entlang der Karbonatbänke bewegen und ausbreiten, ist somit in Frage gestellt.

e) Die vererzten Gesteine sind häufig durch Paralleltextur gekennzeichnet, die besonders in den gebänderten Liegendschichten und im C-Lager betont wird durch einen raschen Lagenwechsel von scheelitführenden Andraditskarnen und scheelitfreien Titanit-Klinopyroxen- bzw. Aktinolitfelsen. Im B-Lager sind bisweilen schmale, schicht - parallele, scheelitfreie Bereiche zu erkennen, die sich in ihrer Silikatparagenese (Granat, Klinopyroxen) in keiner Weise von der scheelitführenden Umgebung unterscheiden (Vgl. Fig.6). Unter metasomatischen Bedingungen sind solche Erscheinungen auch bei selektiven Verdrängungen unwahrscheinlich.

f) Ähnliches gilt für die vererzten Klastite des Hangendmetakonglomerats. Nach A.SPRY (1969, S. 192) wird bei der Metamorphose eines Konglomerats als erstes die Matrix betroffen. Es ist schwer vorzustellen, wie etwaige Lösungen durch die dichten, impermeablen Hornfelse und die Grossularsäume migrieren sollten ohne Spuren in der (scheelitfreien) Matrix zu hinterlassen. Überdies erfolgte durch einen Biotithornfels (Vgl. S.46) eine weitgehende Trennung vom C-Lager. Bisweilen können allerdings diskordante Quarzgänge eine Verbindung herstellen, aber die hydrothermale Veränderung, die sich in der Prehnit- und Epidotisierung ausdrückt, ist wenig intensiv. Bei einem Grossteil der scheelitführenden Gerölle handelt es sich zweifelsohne um umgelagertes und aufgearbeitetes Material aus den Ausgangsgesteinen des C-Lagers und der gebänderten Liegendschichten.

g) Die durchschnittlich 0,2 - 0,3 mm grossen Scheelitkörner sind vornehmlich in den Quarz-Klinopyroxen-Andraditskarnen, aber auch in granatfreien Plagioklas-Klinopyroxenfelsen dispers verteilt. Die Andraditskarne - besonders

die des C-Lagers, können theoretisch sowohl durch metasomatische Verdrängungsreaktionen als auch durch kontaktmetamorphe Umwandlung eines entsprechenden Ausgangsmaterials - beispielsweise eines Mergels - entstanden sein. Die petrographische Untersuchung lieferte keine Kriterien,mit denen eine klare Unterscheidung möglich wäre.

In den scheelitführenden Andraditskarnen kommt selten, in den scheelitreichen Klinopyroxenfelsen dagegen häufig, Titanit (manchmal auch Apatit) vor. Dieser Titangehalt (bis zu 0,7 % TiO_2) ist einerseits in Kalken (0,07 % TiO_2 Vgl. K.WEDEPOHL 1967) und Karbonatgesteinen unbekannt und kann andererseits schwerlich durch verdrängende Lösungen zugeführt worden sein, da nach D.KORSHINSKIJ (1965, S.32): "bei allen metasomatischen Vorgängen Phosphor, Aluminium und besonders Titan am wenigsten beweglich sind". Daraus lässt sich schliessen, dass die betreffenden Schichten vor der Umwandlung keine Karbonathorizonte gewesen sein können. Wichtig ist ferner die Tatsache, dass vereinzelt Scheelit auch in den Reaktionssäumen der unvererzten, gebänderten Liegendschichten vorkommt, die sicherlich nicht durch Infiltrationsmetasomatose,sondern durch Diffusionsmetasomatose entstanden sind.

h) Abgesehen von der minimalen Wismutführung und den Molybdängehalten liegt eine reine Scheelitparagenese vor.

i) Echte, diskordante, wolkige Verdrängungen sind atypisch und räumlich extrem begrenzt. Die Scheelitführung in den

diskordanten Quarzgängchen ist im weitesten Sinne schichtgebunden, da diese hauptsächlich in der Nähe der konkordanten Erzlager auftritt.

j) Im Grubenbereich ist durch die Aplitgänge oder durch den in der Südwestecke bis zur 11. Sohle aufdringenden Granodiorit keinerlei Beeinflussung auf die Erzlager, (beispielsweise Konzentrationsgradient um das Intrusiv) erfolgt.
Die Aplite enthalten Wolframwerte im Clarkezahlenbereich, was wahrscheinlich auch auf den Granodiorit zutrifft, für diesen wegen der unterschiedlichen Analysenmethoden jedoch nicht einwandfrei nachgewiesen ist. In den Intrusivgesteinen wurde unter der UV-Lampe nirgends makroskopischer Scheelit sichtbar.

k) Die verschiedenen linsen- bis lagerförmigen Erzkörper werden durch zahlreiche Verwerfungen, die häufig älter sind als die Intrusion des Granodiorits - zumindest älter als die Aplite - in einzelne Blöcke zerlegt. Sie zeigen denselben tektonischen Beanspruchungs- und Faltungsplan wie die scheelitfreien Zwischenschichten. Die Verwerfungssysteme enthalten nur unwesentliche (wahrscheinlich deszendente) Wolfram- und Molybdänkonzentrationen, sie scheiden deshalb als Transportwege metasomatischer Lösungen aus.

l) Soweit an Hand von Kernbohrungen Aussagen zulässig sind, gelten die obengenannten Kriterien für alle drei Lagerstätten auf King Island. Insbesondere lassen sich die vererzten Horizonte, (vor allem das B- und C-Lager), gut miteinander korrelieren.

3. Schlussfolgerungen und Altersstellung:

Die Fülle obengenannter Kriterien beweist, dass die Wolframgehalte nicht auf Karbonatverdrängungen im Gefolge der granodioritischen Intrusion zurückführbar sind, da - neben anderen Argumenten - alle möglichen Zufuhrwege für etwaige infiltrierende, metasomatische Lösungen ungenutzt geblieben sind.
Daraus folgt, dass die Wolframgehalte bereits vor der Metamorphose schichtgebunden den einzelnen Horizonten der Minenserie angehört haben müssen, wofür auch gleicher Metamorphosegrad und gleicher tektonischer Beanspruchungsplan von Trägergestein und Zwischenschichten sprechen.

Die Zufuhr erfolgte, trotz Intrusionsnähe, nicht nachträglich durch metasomatische Vorgänge, sondern gleichzeitig mit der Ablagerung (einschliesslich der Frühdiagenese) des gemischt vulkano-sedimentären Nebengesteins. Die Vererzung steht in Zusammenhang mit dem (basaltischen) Vulkanismus, der durch die Metavulkanite sowohl im Liegenden als auch im Hangenden der vererzten Schichten nachgewiesen ist. Vulkanogene Einschaltungen zwischen den vererzten Lagen lassen sich wegen der überstandenen Metamorphose nur noch selten an Hand von Mineralbestand, Textur und Struktur erkennen, jedoch deuten die teilweise extrem hohen Titanitgehalte (neben Ni und Cr) der entsprechenden Schichten auf altes Orthomaterial (wahrscheinlich tuffitische Abkömmlinge der Vulkanite) hin. Bei der Metamorphose scheint das im Gitter verschiedener titanreicher Ausgangsmineralien (z.B. Hornblenden, Augite) gebundene Titan entlassen und im Titanit fixiert worden zu sein.
Das letzte Glied in der genetischen Beweiskette, nämlich die konsequente Verfolgung der Schichtglieder über die

Kontaktaureole hinaus in die nichtmetamorphisierten Gesteine, lässt sich nur durch Bohrungen schliessen. Die teilweise linsenartige Form der Erzlager lässt auf ehemalige Rinnen, der Fazieswechsel (feine und grobe Schüttungen usw.) und die Faziesverzahnung mit grossem Vorbehalt vielleicht auf ehemalige riffnahe Gebiete schliessen.

Die Frage nach der Altersstellung der Minenserie (und damit auch des Erzes) lässt sich nicht präzis beantworten. Mikrofossiltests aus allen Marmoren der Grube zeitigten kein Ergebnis.

Von besonderem Interesse wären die Rheniumgehalte im Molybdänglanz gewesen, da nach G.RILEY (1967) das gegenseitige Verhältnis von Re - 187 zu Os - 187 innerhalb der radioaktiven Zerfallsreihe bei der Metamorphose konstant bleibt. Damit wäre eine elegante Messmethode des Alters, zumindest des Molybdänglanzes, gefunden. Leider musste dieses Projekt mangels geeigneter Proben aufgegeben werden. Die radiometrische Datierung des Granodiorits (Vgl. S. 12), der in die Minenserie intrudiert ist, schränkt das Alter nach oben (Oberstes Devon) ein.

Die Schichten mit den wenigen, unsicheren Mikrofossilien von der City of Melbourne Bay sind nicht einwandfrei mit den Gesteinen des Tagebaues zu korrelieren. Die Eingrenzung des Alters nach unten muss daher an Hand des geologischen Rahmens erfolgen.

Die Winkeldiskordanz zwischen den Westküstengesteinen und den Gesteinen des mittleren Teils der Insel fällt zeitlich mit der Penguin Orogenese (Vgl.S.9) zusammen (Wende Präkambrium-Kambrium). Die auf den alten Sockel auflagernden kilometermächtigen Schiefer und Sand-Siltsteine werden von West nach Ost jünger. Daraus ergibt sich für die Minenserie ein altpaläozoisches, mit hoher Wahrscheinlichkeit postkambrisches und prädevonisches Alter. Die Scheelitlager-

stätten auf King Island sind ihrem heutigen Erscheinungsbild nach kontaktmetamorph überprägte Vorkommen. Sie zeigen in mancherlei Hinsicht (Alter, Vulkanismus, Genese, Erzparagenese, Lagerform usw.) grosse Ähnlichkeiten mit den von A.MAUCHER (1965) beschriebenen Vorkommen sowie mit den Lagerstätten Felbertal (Vgl. R.HÖLL 1972), Sang Dong/Korea (Vgl.C.SO 1968) und Örsdalen/Norwegen (Vgl.H.URBAN 1971).

4. Hinweise für die Prospektion:

Durch die neue genetische Interpretation erweitert sich das bergwirtschaftliche Hoffnungsgebiet wesentlich, da zumindest das Areal zwischen dem 2,5 km voneinander entfernt liegendem Tagebau und der Bold Head Lagerstätte in den betreffenden Horizonten vererzt sein kann. Es bleibt nachzuweisen, ob die zu erwartenden Wolframgehalte bauwürdig sind; insbesondere ob nicht erst durch die Sammelkristallisation bei der Metamorphose wirtschaftlich verwertbare Korngrössen resultierten. Die Prospektion wird wesentlich erschwert, da die Scheelitbildung sehr fazies-, relief- und milieu-empfindlich zu sein scheint, und damit neue zusätzliche Parameter eingeführt werden. Das vollständige Fehlen jeglicher Vererzung in den kontaktmetamorphen Karbonatgesteinen im Westen (!) des Tagebaues (in jüngster Zeit durch Bohrungen nachgewiesen) ist somit nicht weiter erstaunlich, entkräftet jedoch das Argument, dass am Intrusivkontakt in geeigneten Horizonten immer Vererzung auftreten müsste.

Literaturverzeichnis

BRINKMANN,R. 1967:Lehrbuch der Allgemeinen Geologie Band III. - 630S., Stuttgart(Enke).

BROWN,D.A. CAMPELL,K.S.W. CROOK,K.A.W. 1968: The geological evolution of Australia and New Zealand. - 409 S., Sydney (Pergamon Press).

BRYZGALIN,O.V. 1958:The origin of scheelite in skarn ore deposits. - Geochem. 3, S.297-303, Moskau

-- 1960:Chemical character of tungsten bearing solutions in the skarn ore-forming process. - Geochem. 6 , S.624-629, Moskau

CARREY,S.W. 1946:Occurrence of tillite on King Island. - Rept.Aus.-N.Z. Ass.Adv.Sci.,25 , S.349, Adelaide

DANA,E.S. 1959: Mineralogy. - 609 S.,New York (John Wiley & Sons Inc.)

DEBENHAM,F. 1910: Notes on the geology of King Island, Bass Straits. - Pap.Roy.Soc.Tas., 44 , S.560 - 576.

DEER,W.A. HOWIE,R.A. ZUSSMANN,J. 1962:Rock-Forming Minerals, Ortho- and Ring-Silicates,Vol. 1 - 333 S., London (Longmans)

-- 1963: Rock-Forming Minerals,Chain-Silicates Vol.2 - 379 S.,London (Longmans).

EDWARDS,A.B. BAKER,G. CALLOW,K.J. 1956: Metamorphism and metasomatism at King Island scheelite mine. - J.Geol.Soc.Aus., 3 , S. 55-98.

FORD,R.J. 1965: The occurrence of Rhenium in some Tasmanian molybdenites. - Pap.Proc.Roy.Soc.Tas., 99 , S.51.

GRAY,D. 1970:Granites of the West coast of King Island. - 10 S.,Geopeko Ltd.Techn.Seminar unveröffentl.

GREENWOOD,R. 1943:Effect of chemical impurities on scheelite fluorescence. - Econ.Geol., 38 , S.56-64.

HESS,F.L. 1919:Tactite, the product of contact metamorphism. - Amer.J.Sci., 48 , S.377-378.

HÖLL,R. MAUCHER,A. 1967: Genese und Alter der Scheelit-magnesitlagerstätte Tux.- Bayer.Akad.Wiss.,Math.-Naturw.Kl. 11 S., München

HÖLL,R. 1972: Die Scheelitlagerstätte Felbertal und ihr Vergleich mit anderen Scheelit-vorkommen in Österreich. - in Vorbereitung.

HUGHES,T.D. 1951/1955:J.Curtains scheelite prospect King Island. - Tas.Dep.Min.Rec., unveröffentl.

IVANOVA,G.F. BUTUZUVA,G. 1968:Distribution of tungsten, tin and molybdenum in the granites of Eastern Transbayaliya. - Geochem.5 (2), S.572-583, Moskau

JEFFERY,P.G. 1959:The geochemistry of tungsten, with special reference to the rocks of the Uganda Protectorate. - Geochem.Cosmoch.Acta, 16 , S.278-295.

JOPLIN,G.A. 1964: A petrography of Australian igneous rocks. - 214 S., Sydney (Angus & Robertson).

-- 1968: A petrology of Australian metamorphic rocks. - 262 S., Sydney (Angus & Robertson).

KERR,P. 1958: Tungsten mineralization in the United States. - 241 S.,Geol.Soc.Amer.,Memoir 15 .

KINNANE,N.R. 1968:The geology of the contact metamorphic and metasomatic rocks at the King Island scheelite mine, Grassy King Island, Tasmania. - 27 S.,Anlagen. Dept.Metallurgy & Min. Geol.,Roy.Melbourne Inst.of Technology unveröffentl.

-- 1970: Scheelite. - 4S., Geopeko Ltd. Techn.Seminar unveröffentl.

KNIGHT,C.L.
NYE,P.B. 1953:The King Island scheelite mine. Proc.Fifth Empire Min.Met.Cong. Geology of Australian ore deposits. 1 , S. 1222 - 1232.

-- 1965:Scheelite deposit of King Island.- Eighth Commonwealth Min.Met.Congr., Geology of Australian ore deposits, 1 , S. 515 - 517.

KORSHINSKIJ,D.S. 1965:Abriss der metasomatischen Prozesse. - 190S., Berlin (Akademie Verlag).

LARGE,R.R. 1969:The Bold Head adamellite contact aureole. - 134 S.,Univ.Tasmania, B.Sc.(Hon)-Arbeit, unveröffentl.

-- 1971:Metasomatism and scheelite mineralization at Bold Head, King Island. - Proc.Aust.Inst.Min.Met.,238, S.31-45.

MAUCHER,A. 1965:Die Antimon-Wolfram-Quecksilber Formation und ihre Beziehung zu Magmatismus und Geotektonik. - Freib.Forsch.H.,C 186, S.173 - 188.

McDOUGALL,I.
LEGGO,P.J. 1965:Isotopic age determinations on granitic rocks from Tasmania. - J.Geol.Soc.Austr.,12(2), S.295-332

MISCH,P. 1964:Stable association wollastonite-anorthite, and other calc-silicate assemblages in amphibolite fazies crystalline schists of Nanga Parbat, Northwest Himalayas. - Beitr.Min.Petr. 10, S.315 - 356.

PONTIFEX,I.R. 1969:Mineralogical report on molybdenum in King Island scheelite ore and mill products. - 10S., McPhar Geophysics Pty.Ltd. unveröffentl.

RAMDOHR,P. 1955: Die Erzmineralien und ihre Verwachsungen. - 875 S.,Berlin (Akademie Verlag)

RILEY,G.H. 1967: Rhenium concentration in Australian molybdenites by stable isotope dilution. - Geochim.Cosmoch.Acta ,31, S.1489-1497.

SANDELL,B. 1946: Abundance of tungsten in igneous rocks. - Amer.J.Sci., 244,

SCOTT,B. 1951:The petrology of the volcanic rocks of South East King Island, Tasmania. - Pap.Proc.Roy.Soc.Tas.,for 1950, S.113 - 136.

SO,C.S. 1968:Die Scheelit Lagerstätte Sangdong. - 67 S., Inaug.Diss.Univ.München

SOLOMON,M. 1965:Geology and mineralization of Tasmania. - Eighth Commonwealth Min.Met.Congr. Geology of Australian ore deposits, 1 S. 464 - 477.

-- 1969: The nature and possible origin of the pillow lavas and hyaloclastic breccias of King Island, Australia. - Quart.J.Geol.Soc.London, 124, S.153 - 169.

SPRY,A. 1962:Geology of Tasmania. - J.Geol.Soc.Aust., 9(2), S.1 - 362.

-- 1969: Metamorphic Textures. - 350 S., Sydney (Pergamon Press).

TRÖGER, E.W.	1967:Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Mineralien,Teil 2, Textband.- 822 S., Stuttgart (Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung)
--	1969:Spezielle Petrographie der Eruptivgesteine. - 360 S., Stuttgart (Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung) Nachdruck
URBAN,H.	1971: Zur Kenntnis der schichtgebundenen Wolfram-Molybdän-Vererzung im Örsdalen (Rogaland), Norwegen. - Mineral.Deposita, 6 , S.177-195,Berlin.
VERMAAS,F.H.S.	1952:South African scheelites and an X-ray method for determining members of the scheelite-powellite series. - Amer.Mineral., 37 , S.719-725.
WATERHOUSE,L.	1916 a : Notes on geology of King Island Tas.Rep.Secretary for Mines, S.88-93.
--	1916 b : Tungsten and Molybdenum, Part III, King Island. - Geol.Surv.Sept.Min.,Tas.Min.Resour,1 ,
WEBER DIEFENBACH,K.	1970:Geochemische Untersuchungen an Amphiboliten und Dioriten des nördlichen Odenwaldes. - 97 S., Inaug.Diss.Univ.München
WEDEPOL,K.H.	1967:Geochemie. - 218 S.,Sammlung Göschen 1224 Berlin (Walter de Gruyter & Co)
WILLIAMS,H. TURNER,F. GILBERT,C.M.	1958:Petrography. - 406 S.,San Francisco (W.H.Freeman and Co).
WINKLER,H.G.F.	1967: Die Genese der metamorphen Gesteine. - 237 S.,Berlin (Springer Verlag)
WOLFSON,F.I.	1960:Die Strukturen der endogenen Erzlagerstätten. - 148 S.,Berlin (Akademie Verlag).

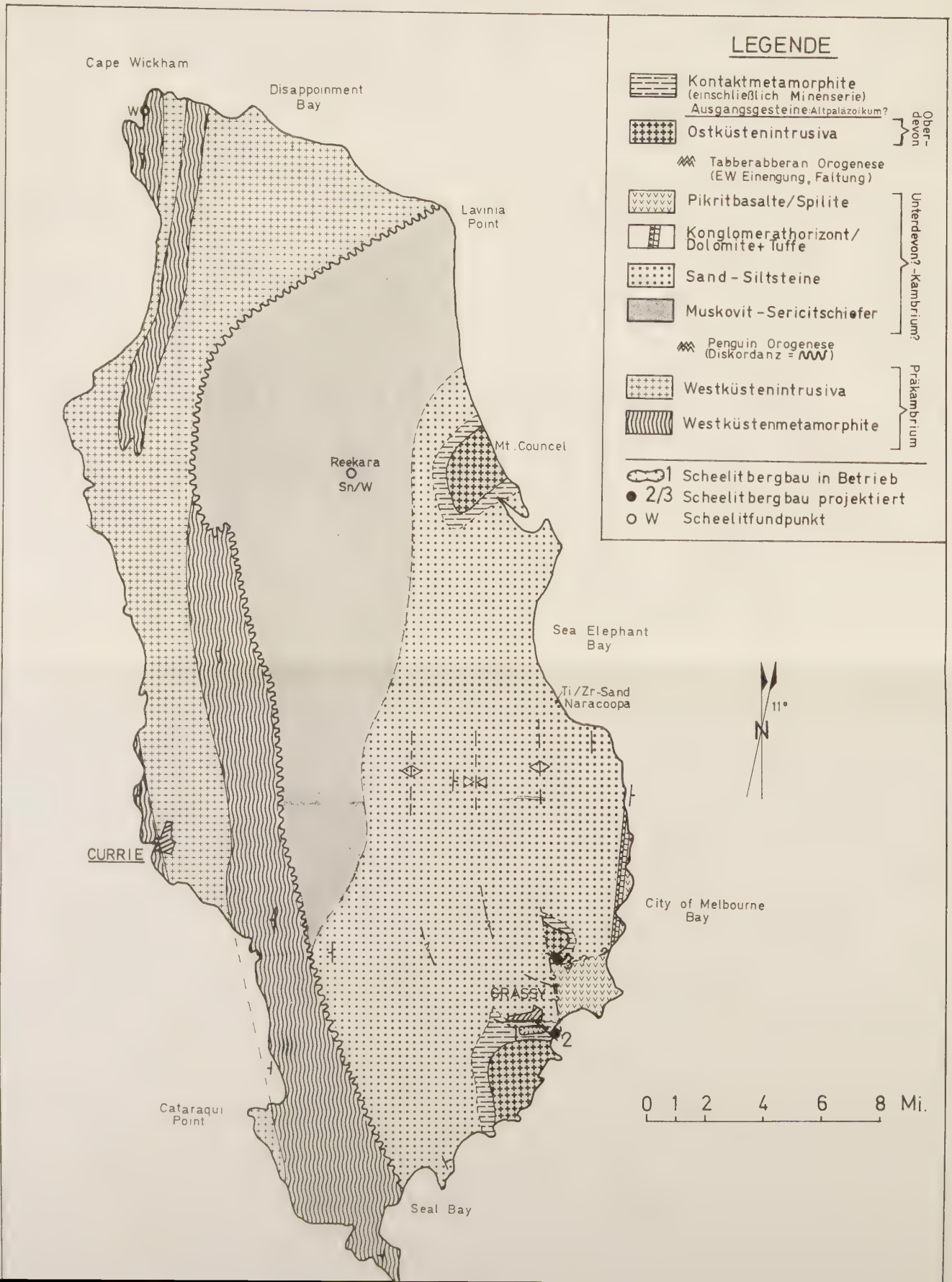
Lebenslauf

Name:	Ulrich B u r c h a r d
Geboren am:	12. Januar 1944
in:	Haindlfing/Kreis Freising
Eltern:	Dr.Julius Burchard, Architekt
	Erna Burchard, geb.Zitzmann
Schulen:	1949 - 1952 Volksschule Haindlfing
	1952 - 1954 Volksschule Freising
	1954 - 1963 Josef Hofmiller Oberrealschule, Freising
	Reifeprüfung Juli 1963
Studium:	Vom Wintersemester 1963/64 - 1968/69
	im Fach Geologie
	an der Ludwig Maximilians Universität München
	Diplomvorprüfung bestanden: Februar 1966
	Diplomhauptprüfung bestanden: Dezember 1968
	Thema der Diplomarbeit: Tektonische und stratigraphische Untersuchungen in den westlichen Bergamasker Alpen/Italien
Berufsweg:	Januar - Juli 1969, Fluoruros S.A. & Bethlehem Steel Corp., Flußspatprospektion in Spanien
	Januar - Dezember 1970, Geopeko Ltd., Scheelitprospektion und -bergbau, Australien
Heirat:	verheiratet seit September 1969 mit Karin, geb. Zerbst.

Meine akademischen Lehrer an der Universität München waren:
G.Angenheister, H.J.Autrum, L.Brauner, R.Dehm, A.Faessler, G.Fischer, H.Hagn, H.Jagodzinski, A.Maucher, F.Neumaier, E.Wiberg.

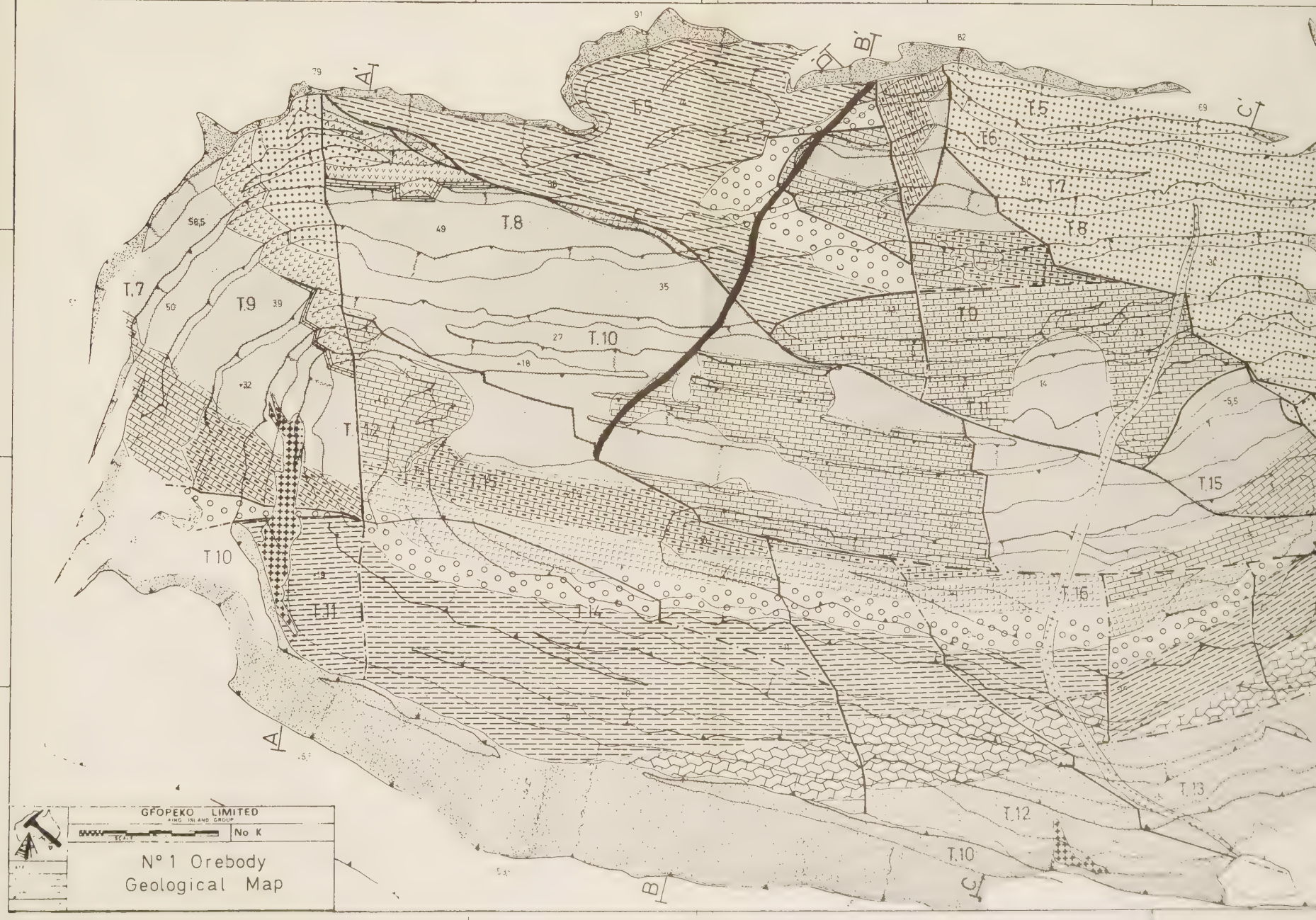
ABGEDECKTE GEOLOGISCHE KARTE VON KING ISLAND / TASMANIEN

(nach Geländeaufnahmen von Geopeko Ltd.)



GEOLOGISCHE KARTE DES SCHEELITTAGEBAUES KING ISLAND/TA

Aufgenommen von U.Burchard, Stand: 10.Okt. 1970, Maßstab: 0 10

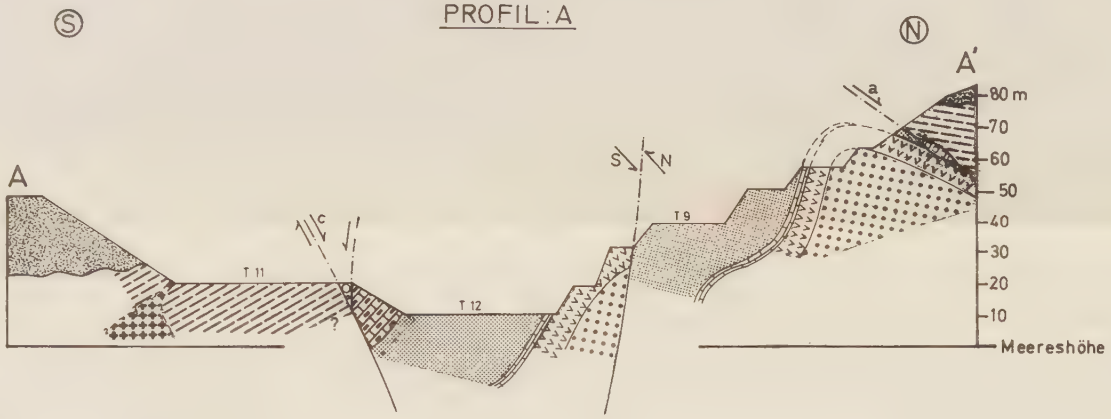


PROFILTAFEL

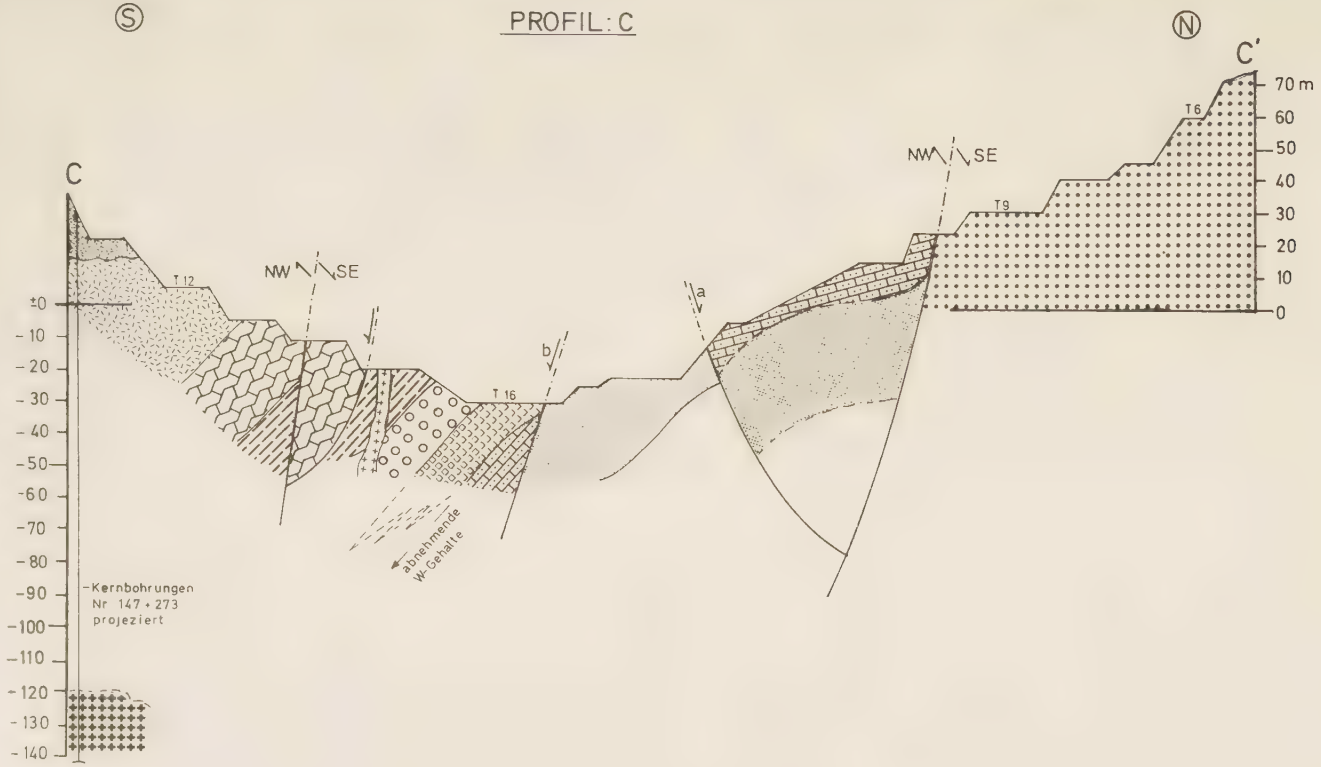
zur geologischen Karte des Scheelittagebaues King Island/Tasmanien

Aufgenommen von U.Burchard, Stand 10.Okt.1970, 0 10 50 100 m
Profile nicht überhöht, Legende: Vgl.geol.Karte, a → identische Verwerfungen.

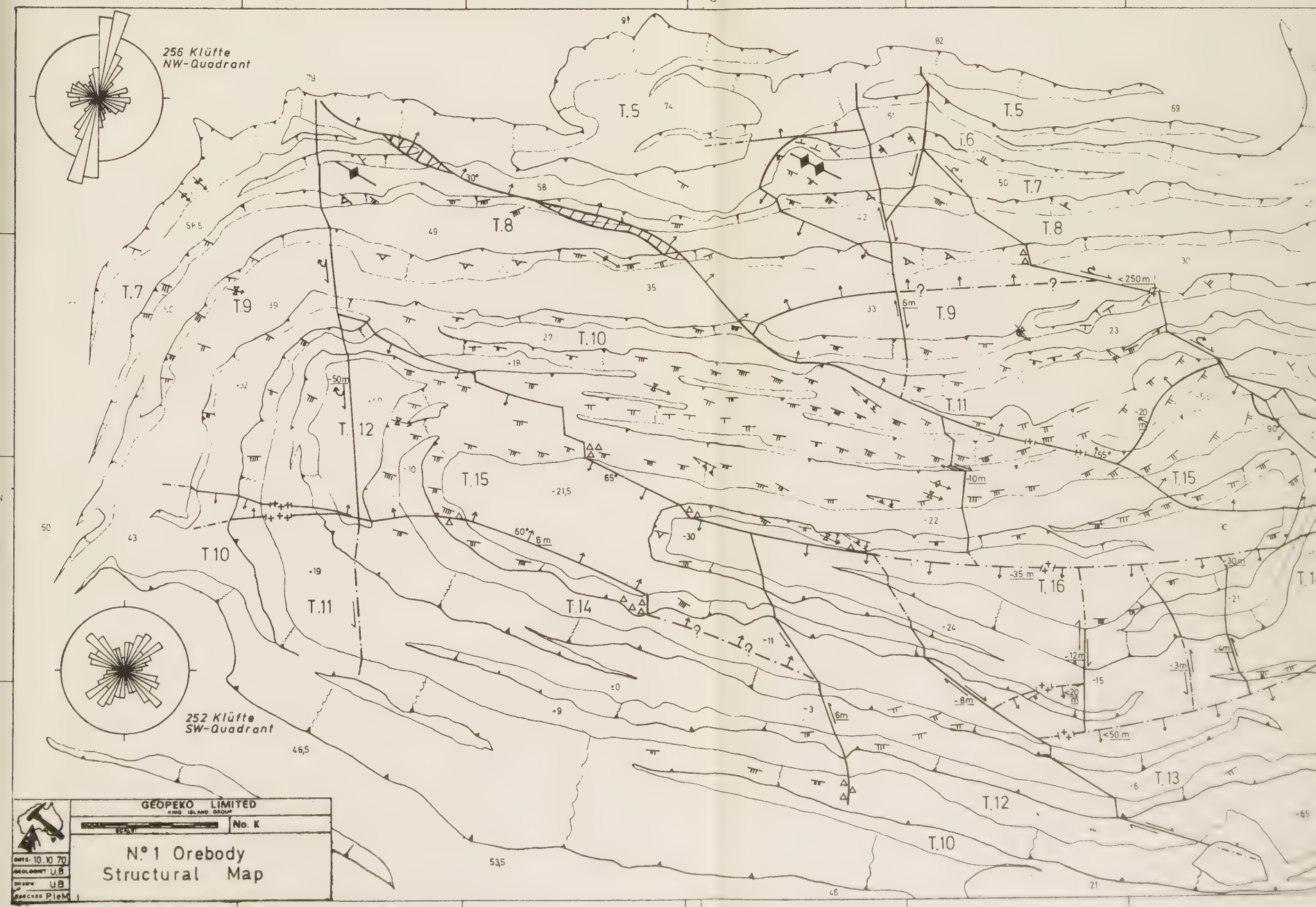
PROFIL: A



PROFIL: B


Ⓢ
PROFIL : C
Ⓝ
C
C'
NW
SE
T 12
T 16
T 9
T 6
a
b
±0
-10
-20
-30
-40
-50
-60
-70
-80
-90
-100
-110
-120
-130
-140
70 m
60
50
40
30
20
10
0
abnehmende
W-Gehalte
Kernbohrungen
Nr 147 + 273
projeziert

Ⓢ
PROFIL : D
Ⓝ
D
D'
S
N
T 14
T 15
T 9
T 6
a
b
±0
-10
-20
-30
-40
-50
-60
-70
80 m
70
60
50
40
30
20
10
0

TEKTONISCHE KARTE DES SCHEELITTAGEBAUES KING ISLAND / TASMANIE

Aufgenommen von U.Burchard, Stand: 10. Okt. 1970, Höhenangaben in Metern, Maßstab